



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

DIOGO RODRIGUES RESTE

**ANÁLISE ESTRUTURAL, DE PALEOTENSÃO E DE
PALEOPROFUNDIDADE DE SOTERRAMENTO EM ARENITOS
POUCO CONSOLIDADOS (FORMAÇÃO RESENDE, EOCENO -
BACIA DE VOLTA REDONDA, *RIFT* CONTINENTAL DO SUDESTE
DO BRASIL)**

Rio de Janeiro

2018

DIOGO RODRIGUES RESTE

**ANÁLISE ESTRUTURAL, DE PALEOTENSÃO E DE
PALEOPROFUNDIDADE DE SOTERRAMENTO EM ARENITOS
POUCO CONSOLIDADOS (FORMAÇÃO RESENDE, EOCENO -
BACIA DE VOLTA REDONDA, *RIFT* CONTINENTAL DO SUDESTE
DO BRASIL)**

Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia do
Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio
de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário
para obtenção do grau de Geólogo.

Orientador:

Prof. Dr. Claudio Limeira Mello – Depto. Geologia/UFRJ
Dr. Anderson Moraes – Petrobras/Cenpes

Rio de Janeiro

2018

RESTE, Diogo Rodrigues

Análise Estrutural, de Paleotensão e de Paleoprofundidade de Soterramento em Arenitos Pouco (Formação Resende, Eoceno - Bacia de Volta Redonda, *Rift* Continental Do Sudeste Do Brasil) / Diogo Rodrigues Reste – Rio de Janeiro: UFRJ, Instituto de Geociências, 2018.

xi, 39 p.

Trabalho Final de Curso: Graduação em Geologia – Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2018

Orientadores: Claudio Limeira Mello; Anderson Moraes

1.Deformação Rúptil 2.Arenitos Pouco Consolidados 3. Bacia de Volta Redonda

DIOGO RODRIGUES RESTE

**ANÁLISE ESTRUTURAL, DE PALEOTENSÃO E DE
PALEOPROFUNDIDADE DE SOTERRAMENTO EM ARENITOS POUCO
CONSOLIDADOS (FORMAÇÃO RESENDE, EOCENO - BACIA DE VOLTA
REDONDA, *RIFT* CONTINENTAL DO SUDESTE DO BRASIL)**

Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia do
Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio
de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário
para obtenção do grau de Geólogo.

Orientadores:

Prof. Dr. Claudio Limeira Mello – Depto. Geologia/UFRJ
Dr. Anderson Moraes – Petrobras/Cenpes

Aprovado em: ____/____/____

Por:

Prof. Dr. Claudio Limeira Mello (Departamento de Geologia – IGEO/UFRJ)

Prof. Dr. Emílio Velloso Barroso (Departamento de Geologia – IGEO/UFRJ)

Geólogo M.Sc. Jorge André Braz de Souza (Petrobras/Cenpes)

*A meus pais, pelo exemplo,
dedicação e apoio incondicional
aos caminhos que tracei*

AGRADECIMENTOS

Agradeço a realização desse trabalho aos meus orientadores Claudio Limeira Mello e Anderson Moraes, pela dedicação e discussões enriquecedoras, não apenas no âmbito deste trabalho.

A Aline Teophilo Silva, pelas contribuições ao longo do estudo, bem como o apoio em campo.

A Petrobras e a ANP pelo apoio institucional ao projeto “Caracterização da Deformação e de Propriedades Mecânicas e Permoporosas em Arenitos Pouco Consolidados” e pela concessão de bolsa de pesquisa de graduação.

Ao Laboratório de Geologia Sedimentar - LAGESED pelo uso do microscópio para as fotomicrografias.

Ao técnico do Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia/IGEO/UFRJ, Tarcísio Raimundo da Silva.

A Manuella Mafia, por todo apoio e carinho ao longo de minha caminhada no curso de Geologia.

Aos colegas do grupo de pesquisas do Cenozoico (J2-023) pelas discussões e momentos de descontração, em especial ao Bernardo Fiuza, pelo apoio em campo.

A galera do Diretório Acadêmico Joel Valença pela oportunidade enriquecedora de compartilhar momentos com pessoas de grande sensibilidade, distintas visões de mundo, em um ambiente de diversidade de ideias.

E, por último, mas não menos importante, à boa e não tão velha música popular do Brasil, companheira de sempre!

RESUMO

RESTE, Diogo R. Análise Estrutural, de Paleotensão e de Paleoprofundidade de Soterramento em Arenitos Pouco Consolidados (Formação Resende, Eoceno - Bacia de Volta Redonda, *Rift* Continental Do Sudeste Do Brasil). Rio de Janeiro, 2018. 39 p. Trabalho Final de Curso (Geologia) - Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

O presente estudo tem por objetivo a caracterização geométrica, cinemática e microestrutural de estruturas de deformação rúptil (falhas e bandas de deformação) em um afloramento da Formação Resende localizado na borda sul do Gráben de Casa de Pedra (bacia de Volta Redonda, Segmento Central do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil). Adicionalmente foi realizada a análise de paleotensão e de paleoprofundidade do pacote sedimentar com base em simulação computacional. A partir desses estudos, buscou-se agregar novos dados sobre a deformação tectônica da bacia de Volta Redonda e contribuir para as discussões acerca das relações entre bandas de deformação e falhas. A metodologia adotada consiste em: a) descrição macroscópica e microscópica das estruturas de deformação presentes no afloramento; b) análise do campo de paleotensões a partir de dados de pares de falha/estria, com uso do método dos diedros retos, e de dados estruturais sem estria, aplicando rotina computacional no Matlab; c) estimativa dos valores de paleoprofundidade de soterramento com base no método de Athy, baseado em valores de porosidade. Foram reconhecidas falhas sinistrais de orientação NNE-SSW, falhas normais NW-SE e dextrais de orientação WNW-ESE, apresentando rejeitos centimétricos a decimétricos. As falhas NNE-SSW ocorrem em conjuntos limitados por falhas de orientação de WNW-ESE a ENE-WSW, que apresentam maior rejeito. As bandas de deformação identificadas apresentam orientação NNE-SSW, com relevo positivo, controlando a cimentação por óxidos/hidróxidos de ferro, e não deslocam marcadores estratigráficos. Os aspectos microscópicos observados, tais como espessuras milimétricas, trama mais compacta e fragmentação de grãos, permitem classificar essas estruturas como bandas de compactação. A análise de paleotensão baseada tanto nos dados de pares falha/estria quanto nos dados sem estria apontou para atuação de um regime de compressão NW-SE e distensão NE-SW. Com base no modelo de Riedel, as falhas WNW-ESE, NW-SE, NNE-SSW e ENE- WSW foram interpretadas, respectivamente, como estruturas R, T, X e P do evento de transcorrência dextral E-W. Este evento também é interpretado como o responsável pela geração das bandas de deformação. A análise de paleoprofundidade máxima de soterramento dos depósitos da Formação Resende resultou em valores variando de 100 a 350 m, inferiores aos que são considerados na literatura para a gênese das bandas de deformação descritas.

Palavras-Chave: deformação rúptil; arenitos pouco consolidados; bacia de Volta Redonda.

ABSTRACT

RESTE, Diogo R. *Structural analysis, Paleostress and Burial Depth of Poorly Lithified Sandstone (Resende Formation, Eocene - Volta Redonda Basin, Continental Rift of Southeastern Brazil)*. Rio de Janeiro, 2018. 39 p. Trabalho Final de Curso (Geologia) - Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

This study aims to perform a geometric, kinematic and microstructural aspects of brittle structures (faults and deformation bands) in an outcrop of the Resende Formation located at the southern edge of Casa de Pedra Graben (Volta Redonda Basin, Continental Rift of Southeastern Brazil - CRSB). Additionally, paleostress and burial depth of the sedimentary package were investigated based on computational simulation. It was search to aggregate new data about tectonic deformation of the Volta Redonda basin as well as to contribute to the discussions about faults and deformation bands relationships. The research involved the following methods: macroscopic and microscopic description of the deformation structures present in the outcrop; paleostress analysis fault/ striae pair data, using the right dihedral method, and structural data without striae, using a computational routine in Matlab; estimative of burial depth of the sedimentary deposits based on the Athy's method. It was identified NNE-SSW sinistral faults, NW-SE normal faults and WNW-ESE dextral faults, showing centimetric to decimetric displacement. Sets of NNE-SSW faults occur limited by WNW-ESE/ENE-WSW faults, wich show greater displacement. Deformation bands were identified as NNE-SSW structures with positive relief controlling the cementation by iron oxides/hydroxides and do not displace stratigraphic markers. Microscopic aspects such as millimeter thicknesses, more compact fabric and grain fragmentation allow to classify these structures as compactional bands. Palaeostress analysis based on both failure/striae pairs and faults without striae data pointed to a stress regime characterized by NW-SE compression and NE-SW distension. Based on the Riedel model, the WNW-ESE, NW-SE, NNE-SSW and ENE-WSW faults were interpreted respectively as R, T, X and P structures related to E-W dextral transcurrentevent. This tectonic event is also interpreted as the responsible for the generation of the deformation bands. The analysis of burial depth of the deposits of the Resende Formation resulted in values ranging from 100 to 350 meters, lower than those discussed in the literature for the generation of the deformation bands described.

Key-Words: brittle deformation; poorly lithified sandstones; Volta Redonda basin.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1** – Principais tipos de fraturas em rochas competentes (adaptado de Fossen, 2010b). I) Bloco diagrama ilustrativo de fraturas de cisalhamento, mostrando a movimentação relativa entre dois blocos delimitados por uma superfície de deslizamento. Os blocos diagramas II e III ilustram as diferenças na classificação de fraturas extensionais _____ 04
- Figura 2** – Representação esquemática da geometria de falha. a) Representação esquemática de uma falha individual desenvolvida ao longo de um plano único. b) zona de falha, demonstrando o arranjo da estrutura em trama anastomosada. Fonte: Twiss & Moores (2007), adaptado _____ 05
- Figura 3** – Blocos diagrama ilustrando os principais tipos de falhas, de acordo com a classificação cinemática e o posicionamento dos tensores principais (σ_1 , σ_2 , σ_3) - Fossen (2010b). a) Falha normal. b) Falha reversa. c) Falha transcorrente _____ 05
- Figura 4** – Fraturas formadas ao longo de uma zona de cisalhamento transcorrente dextral. Y: fratura (sintética) principal; R: fratura de Ridel (sintética); R' Fratura anti-Riedel (antitética); T: fratura de tração; P: fratura sintética; e X: fratura antitética (Petit, 1987). _____ 06
- Figura 5** – Imagem de bandas de deformação agrupadas em zonas e ocorrendo de forma isolada em arenitos do Arches National Park, Utah, Estados Unidos (adaptado de Ballas *et al.*, 2015) _____ 07
- Figura 6** – Classificação de bandas de deformação de acordo com critérios cinemáticos (Fossen *et al.*, 2007) _____ 08
- Figura 7** – Tipos de bandas de deformação quanto ao mecanismo operante, mostrando a relação com a composição da rocha e profundidade de soterramento necessária para sua formação (Pei *et al.*, 2015) _____ 09
- Figura 8** – Princípio do método dos diedros retos (Angelier, 1994). (a) Vista do plano de falha (F) e do plano auxiliar (A), delimitando os diedros compressivos (P) e distensivos (T). (b) Projeção estereográfica dos planos A e F, onde B é a interseção dos planos e S a estria contida no plano. (c) Superposição de dois planos de falha, mostrando áreas sob compressão (cinza escuro) e áreas em distensão (cinza claro). _____ 11
- Figura 9** – a) Expressão matemática do tensor de tensão reduzido (Moraes & Riccomini, 2014). b) Expressão geométrica da hipótese de Wallace-Bott, enfatizando o ângulo de desvio (δ) entre a direção de deslizamento real, dada por s , e a teórica, dada por σ_c (Moraes 2010) _____ 12
- Figura 10** – Critérios geomecânicos para a ruptura de rochas submetidas a esforços compressivos e tracionais (Moraes & Riccomini, 2014). O Critério de Griffith relaciona-se à ruptura do material por tração; o critério de Mohr-Coulomb se dá por ruptura da matriz da rocha; Cap Model representa a envoltória de ruptura de uma rocha por colapso. σ_c : tensão cisalhante; σ_0 : coesão da rocha; σ_N^e : tensões normais efetivas; μ : coeficiente de atrito; T_0 : resistência à tração. _____ 12
- Figura 11** – Curvas de variação da porosidade (ϕ) com a profundidade para folhelhos, siltitos e arenitos de acordo com a lei de Athy, a partir dos seguintes valores de porosidade deposicional (ϕ_0) e fator de decréscimo de porosidade (k): folhelho $\phi_0 = 0.70$, $k = 0.83\text{km}^{-1}$; siltito $\phi_0 = 0.55$, $k = 0.34\text{km}^{-1}$; arenito $\phi_0 = 0.41$, $k = 0.31\text{km}^{-1}$. (Hantschel & Kauerauf, 2009) _____ 13
- Figura 12** – Mapa geológico da região da bacia de Volta Redonda, mostrando a distribuição espacial dos depósitos sedimentares, as unidades do embasamento e as principais feições estruturais da área de acordo com Negrão (2014). As informações sobre o embasamento foram compiladas por Negrão (2014) a partir de Heilbron *et al.* (2004). Está assinalada a localização do afloramento na borda sul do Grabén de Casa de Pedra. _____ 15

- Figura 13** – Mapa de localização das principais bacias sedimentares do Rift do Sudeste do Brasil (RCSB) no contexto geotectônico da margem atlântica brasileira (Riccomini *et al.*, 2004). Destacam-se as bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda no segmento central do RCSB _____ 16
- Figura 14** – Mapa geológico da bacia de Volta Redonda, mostrando a distribuição espacial dos depósitos e as principais feições estruturais da área de acordo com Negrão *et al.* (2015) _____ 17
- Figura 15** Quadro litoestratigráfico da bacia de Volta Redonda, mostrando, na coluna à direita, os eventos tectônicos responsáveis pela abertura da bacia – E1 – e as fases deformadoras da sucessão sedimentar – TS, TD e E2 – (Negrão *et al.*, 2015) _____ 18
- Figura 16** Imagem do afloramento estudado, mostrando feições subverticais relacionadas às estruturas de deformação do pacote sedimentar, com localização da amostra retirada para a descrição macroscópica e microscópica das estruturas de deformação _____ 20
- Figura 17** – Amostra coletada para análise estrutural de detalhe, mostrando a orientação das lâminas delgadas na amostra. a) Lâmina #base1, posicionada ortogonalmente às principais estruturas de deformação; b) lâmina #base2, mostrando orientação paralela às estruturas _____ 21
- Figura 18** – Principais intervalos sedimentares reconhecidos no afloramento, mostrando o padrão deformacional do pacote (observar o deslocamento dos contatos sedimentares). Escala: martelo no canto esquerdo da imagem _____ 24
- Figura 19** – Estruturas de deformação rúpteis interpretadas com o apoio de imagem do afloramento a partir da checagem de campo, com a inserção das medidas estruturais obtidas _____ 25
- Figura 20** – Feições descritas macroscopicamente como bandas de deformação reconhecidas no afloramento, mostrando forte controle da cimentação ao longo das zonas definidas. a) Trama anastomosada observada no afloramento. b) Padrão de zonas de bandas de deformação em amostra de mão _____ 26
- Figura 21** – Fotomicrografia da lâmina #Base1 destacando as feições subverticais de redução localizada do espaço poroso associada ao controle da cimentação da rocha. Nicóis paralelos _____ 27
- Figura 22** – Fotomicrografia em detalhe de uma banda de deformação da lâmina #Base1 destacando a superfície ferruginosa bem marcada, sendo controlada pela faixa vertical de grãos finos e fragmentados; destaca-se, pelas setas, o padrão de fraturamento preservado nos grãos de quartzo. Nicóis paralelos _____ 28
- Figura 23** – Fotomicrografia da lâmina #Base2 mostrando as feições sub-horizontais na lâmina que controlam a cimentação da rocha, destacadas na figura inferior, além do baixo grau de maturidade textural da rocha _____ 29
- Figura 24** – Fotomicrografia de detalhe de uma banda de deformação da lâmina #Base2 destacando a superfície ferruginosa bem marcada, sendo controlada pela faixa de redução do espaço poroso _____ 30
- Figura 25** – Análise de paleotensão fornecida pelo programa WinTensor®, mostrando vetor distensivo de maior magnitude de orientação NE-SW e vetor compressivo de menor magnitude de orientação NW-SE, promovendo movimentação transcorrente para os planos de falha analisados _____ 31
- Figura 26** – Resultado do método de inversão para análise de paleotensão no programa MATLAB. a) Número de soluções possíveis para os distintos regimes tectônicos, onde -1 representa o regime reverso, 0 o regime transcorrente e 1 o regime normal. b) Soluções possíveis para azimute do sigma horizontal atuante na gênese ou reativação das estruturas _____ 32

Figura 27 – Interpretação das estruturas de deformação observadas no afloramento sobre o modelo de desenvolvimento de fraturas de Riedel (Petit, 1987), com o posicionamento dos tensores de tensão principais (σ_1 e σ_3)

33

Figura 28 – Estimativa de paleoprofundidade para os depósitos da Formação Resende a partir dos dados de porosidade apresentados por Brêda (2010), sinalizado pela letra “B”, Rotava (2017), sinalizado pela letra “R”, e Galvão (em preparação), sinalizado pela letra “G”. As siglas AT, ARQ e APA correspondem a arcóseo típico, arcóseo rico em quartzo, e arcóseo com pouca argila, respectivamente. O retângulo em vermelho destaca a faixa de superposição dos resultados obtidos

34

Figura 29 – Estimativa de paleoprofundidade de soterramento dos depósitos da Formação Resende a partir dos dados de porosidade média apresentados por Brêda (2010), sinalizado pela letra “B”, Rotava (2017), sinalizado pela letra “R”, e Galvão (em preparação), sinalizado pela letra “G”. As siglas AT, ARQ e APA correspondem a arenito típico, arenito rico em quartzo e arenito com pouca argila, respectivamente. O retângulo em vermelho destaca a faixa de superposição dos resultados obtidos

34

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Dados de porosidade dos arenitos da Formação Resende de acordo com Brêda (2010), Rotava (2017) e Galvão (em preparação)_____	23
Tabela 2 – Parâmetros de compactação e porosidade deposicional para diferentes tipos de arenitos feldspáticos (Hantschel & Kauerauf, 2009). ϕ_0 – porosidade deposicional; k – fator de decréscimo da porosidade com a profundidade_____	23
Tabela 3 – Dados estruturais obtidos no afloramento_____	25
Tabela 4 – Dados estruturais utilizados para análise de paleotensão no programa WinTensor® _____	31

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	01
2. OBJETIVOS	03
3. BASES CONCEITUAIS	04
3.1. ESTRUTURAS DE DEFORMAÇÃO RÚPTEIS	04
3.2. ANÁLISE DE PALEOTENSÃO	10
3.3. ESTIMATIVAS DE PALEOPROFUNDIDADE COM BASE EM POROSIDADE	13
4. ÁREA DE ESTUDO	15
4.1. LOCALIZAÇÃO E ACESSOS	15
4.2. CONTEXTO GEOLÓGICO	16
4.3. ESTRATIGRAFIA E EVOLUÇÃO TECTÔNICA	17
5. METODOLOGIA	20
6. RESULTADOS E DISCUSSÕES	24
6.1. ESTRUTURAS DE DEFORMAÇÃO	24
6.2. PALEOTENSÃO	31
6.3. PALEOPROFUNDIDADE DE SOTERRAMENTO	33
7. CONCLUSÕES	36
8. BIBLIOGRAFIA	37

1 INTRODUÇÃO

A distribuição das tensões diferenciais em rochas na crosta superior tende a formar um domínio de deformação frágil (*brittle*). Quando as tensões diferenciais alcançam valores limites para os corpos, estes tendem a desenvolver fraturas ou acomodar a deformação por meio do fluxo granular e/ou cominuição de grãos, em porções localizadas da rocha (Fossen, 2010a).

Em rochas porosas pouco consolidadas, a acomodação da deformação ocorre tipicamente por meio da formação de zonas localizadas de aumento da porosidade, compactação ou cominuição de grãos. Diversos autores têm classificado essas estruturas como bandas de deformação (Aydin, 1978; Aydin & Johnson, 1978; Fossen *et al.*, 2007; Ballas *et al.*, 2015). Os fatores que controlam sua gênese são, entre outros atributos, a profundidade de soterramento a qual a rocha foi submetida, sua mineralogia e conteúdo de filossilicatos.

De acordo com Aydin & Johnson (1978), o desenvolvimento de estruturas de deformação em arenitos porosos pouco consolidados apresenta uma sequência hierárquica, com a formação em um primeiro momento de bandas de deformação individuais, com posterior formação de zonas de bandas de deformação e, com a continuação dos processos deformacionais, a formação de falhas.

A bacia de Volta Redonda é parte integrante do segmento central do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB), definido por Riccomini (1989), sendo o Gráben de Casa de Pedra o principal depocentro da bacia. Nesse gráben as principais exposições de rochas, pertencentes à Formação Resende, são representadas por sucessões de arenitos feldspáticos intercalados com pelitos, ocorrendo conglomerados de maneira subordinada. O registro estratigráfico da bacia destaca-se pela intensa deformação, expressa por estilos variados, associada à neotectônica regional, a qual é atribuído importante controle na distribuição espacial dos depósitos (Negrão *et al.*, 2015).

Análises estruturais na bacia de Volta Redonda realizadas por Sanson (2006) e Negrão (2014) permitiram a definição de quatro eventos tectônicos, com base na interpretação de conjuntos distintos de dados de pares falha/estria. Maciel (2016), em estudo de um afloramento da Formação Resende no Gráben de Casa de Pedra, reconheceu pela primeira vez feições caracterizadas como bandas de deformação. Em estudo posterior, Rotava (2017) descreveu petrograficamente e classificou essas estruturas como bandas de deformação cataclásticas e bandas de dilatação. Vogel (2018) ampliou a análise sobre essas estruturas através do emprego

de microtomografia, corroborando os resultados obtidos por Rotava (2017) e identificando bandas de compactação.

De acordo com Fossen (2010a) e Pei *et al.* (2015), entre outros autores, para a formação de bandas cataclásticas em arenitos com presença de matriz é necessário que o pacote sedimentar apresente profundidades mínimas de soterramento na ordem de até 1 km ou sob tensões de confinamento correspondentes. Até o presente não existem estudos sobre a profundidade máxima de soterramento para bacia de Volta Redonda. Para compreender esse cenário, se faz necessário ampliar as investigações e aplicar novas abordagens acerca dos elementos estruturais que afetam os depósitos e sobre as condições nas quais essas estruturas foram formadas. A partir de dados estruturais e de porosidade, é possível obter estimativas de paleotensão e paleopropriedade, por meio de inversão matemática, e correlacionar com estruturas observadas em afloramento.

A principal motivação para a realização do presente estudo foi aprofundar os estudos sobre as bandas de deformação identificadas na bacia de Volta Redonda por Maciel (2016) e descritas por Rotava (2017) e Vogel (2018), por meio da descrição microestrutural e da análise da compatibilidade da paleopropriedade de soterramento com as estruturas observadas.

Esse estudo está inserido no contexto do projeto “Caracterização da Deformação e de Propriedades e Permoporosidade em Arenitos Pouco Consolidados” – convênio UFRJ/PETROBRAS/ANP/COPPETEC, tomando a Formação Resende como geomaterial análogo a reservatórios siliciclásticos pouco consolidados presentes nas bacias marginais do Sudeste do Brasil.

2 OBJETIVOS

O presente estudo tem por objetivo a caracterização geométrica, cinemática e microestrutural de estruturas de deformação rúptil em um afloramento da Formação Resende, localizado na borda sul do Gráben de Casa de Pedra. Adicionalmente buscou-se o apoio na simulação computacional de paleotensão e de paleoprofundidade do pacote sedimentar, visando contribuir para as discussões acerca das relações entre bandas de deformação e falhas.

A finalidade desse estudo é agregar novos dados sobre a deformação tectônica na bacia de Volta Redonda, com destaque para investigações a respeito da profundidade de soterramento dos depósitos estudados. Outra abordagem se relaciona a analisar as condições de soterramento e tensões necessárias para a geração das bandas de deformação frente aos eventos deformacionais conhecidos para a bacia.

3 BASES CONCEITUAIS

3.1 ESTRUTURAS DE DEFORMAÇÃO RÚPTEIS

Situações nas quais ocorre a perda da coesão dos materiais geológicos são definidas como deformação rúptil, tendo sua gênese e desenvolvimento sob condições de baixa temperatura e tensão litostática, nas quais as rochas se deformam desenvolvendo descontinuidades (Hobbs *et al.*, 1976; Fossen, 2010b). As estruturas formadas nesse contexto podem ser classificadas, genericamente, como fraturas, as quais apresentam, como característica geral, geometria planar ou subplanar, com a formação de uma superfície que marca a quebra dos minerais e a perda de coesão da rocha, promovendo, assim, a alteração de suas características mecânicas (Fossen, 2010b).

Ainda de acordo com Fossen (2010b), fraturas podem ser classificadas em três tipos básicos (Figura 1): fraturas de cisalhamento, onde existe movimentação relativa paralela à fratura, e fraturas extensionais, discriminando juntas e fissuras. No caso das fraturas de cisalhamento, quando há movimentação relativa de ordem decimétrica a métrica entre os blocos, as estruturas são classificadas como falhas (Twiss & Moores, 2007; Fossen, 2010b).

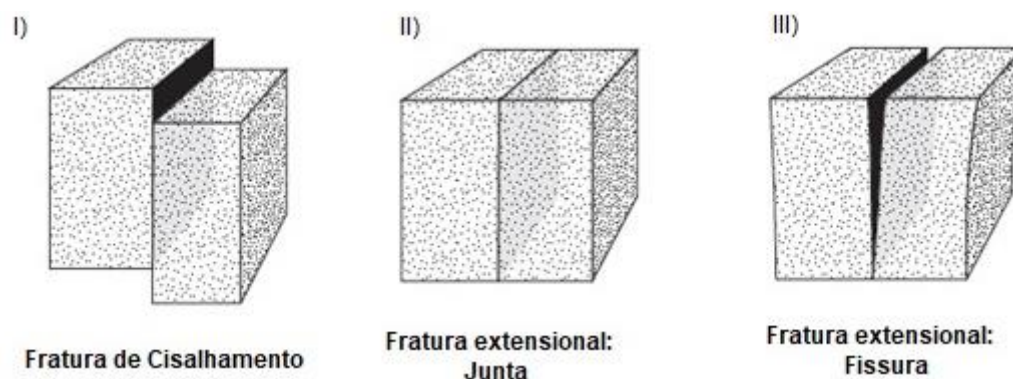


Figura 1 - Principais tipos de fraturas em rochas competentes (adaptado de Fossen, 2010b). I) Bloco diagrama ilustrativo de fraturas de cisalhamento, mostrando a movimentação relativa entre dois blocos delimitados por uma superfície de deslizamento. Os blocos diagramas II e III ilustram as diferenças na classificação de fraturas extensionais.

As falhas, de modo geral, apresentam geometria tabular, com uma porção central formada pelo cisalhamento da rocha e seu entorno afetado por deformações mais sutis, definindo uma zona de dano, relacionada geneticamente à formação da falha (Fossen, 2010b). Esse tipo de descontinuidade pode se desenvolver como uma estrutura única ou, mais comumente, na forma de uma zona de falhas (Figura 2), na qual a acomodação da deformação é realizada através de um arranjo complexo de estruturas, e não apenas por uma estrutura única (Davis *et al.*, 2012; Pei *et al.*, 2015).

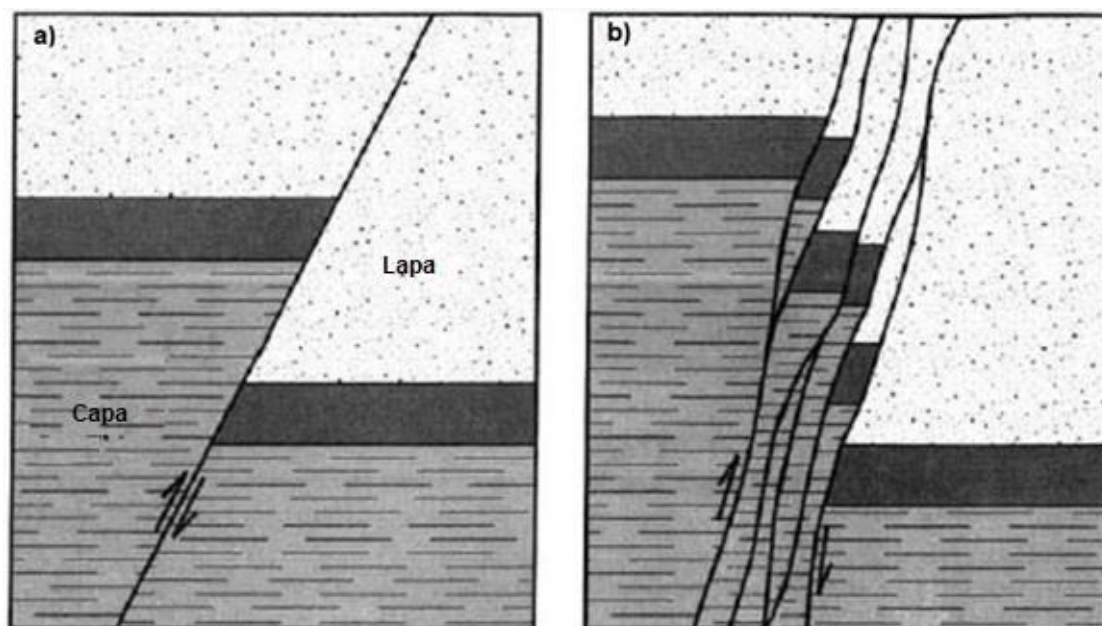


Figura 2 – Representação esquemática de geometrias possíveis durante a evolução de falhas. a) Falha individual desenvolvida ao longo de um plano único. b) Zona de falha, demonstrando o arranjo da estrutura em trama anastomosada. Fonte: Twiss & Moores (2007), adaptado.

Critérios cinemáticos podem ser adotados para a classificação de falhas, gerando padrões organizados em três tipos principais: normal, reversa e transcorrente (Figura 3). Falha normal é definida pela movimentação vertical relativa entre os blocos na qual o bloco que está sobre o plano é rebaixado em relação ao bloco que está abaixo do plano. Nessa configuração, a tensão principal máxima (σ_1) está contida no plano vertical e as tensões principais intermediária (σ_2) e mínima (σ_3) estão contidas no plano horizontal. Para a formação de falhas reversas, as tensões principais máxima (σ_1) e intermediária (σ_2) estão contidas no plano horizontal e a tensão principal mínima (σ_3) no plano vertical, resultando em uma configuração em que o bloco que repousa sobre o plano de falha é elevado em relação ao bloco que se encontra abaixo do plano.

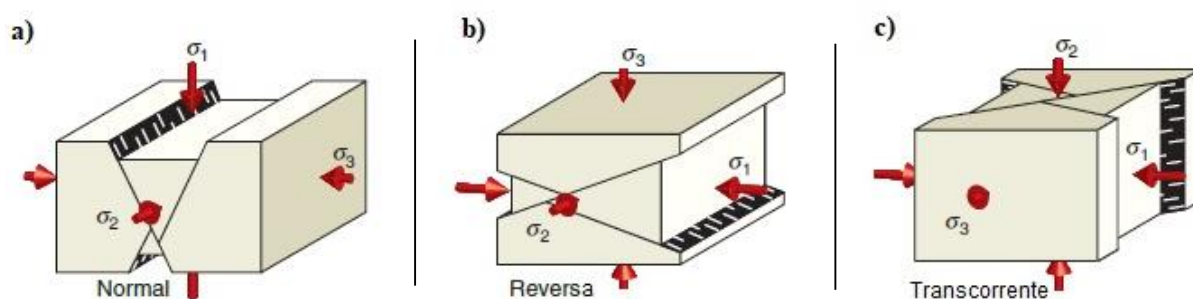


Figura 3 – Blocos diagrama ilustrando os principais tipos de falhas, de acordo com a classificação cinemática e o posicionamento dos tensores principais (σ_1 , σ_2 , σ_3) - Fossen (2010b). a) Falha normal. b) Falha reversa. c) Falha transcorrente.

Falhas transcorrentes são formadas pela movimentação lateral entre os blocos, com a movimentação cinemática indicada pelo sentido de movimentação relativa entre os blocos para a direita (dextral) ou para a esquerda (sinistral) - (Twiss & Moores, 2007; Fossen, 2010b). Nessas estruturas, as tensões principais máxima (σ_1) e mínima (σ_3) estão contidos no plano horizontal e a tensão principal intermediária (σ_2) no plano vertical. Considerando seu desenvolvimento por cisalhamento simples, o incremento da deformação tende a gerar outras feições, além de falhas paralelas à estrutura principal, outras feições como fraturas de Riedel e fraturas associadas (Figura 4), falhas normais, reversas e dobras.

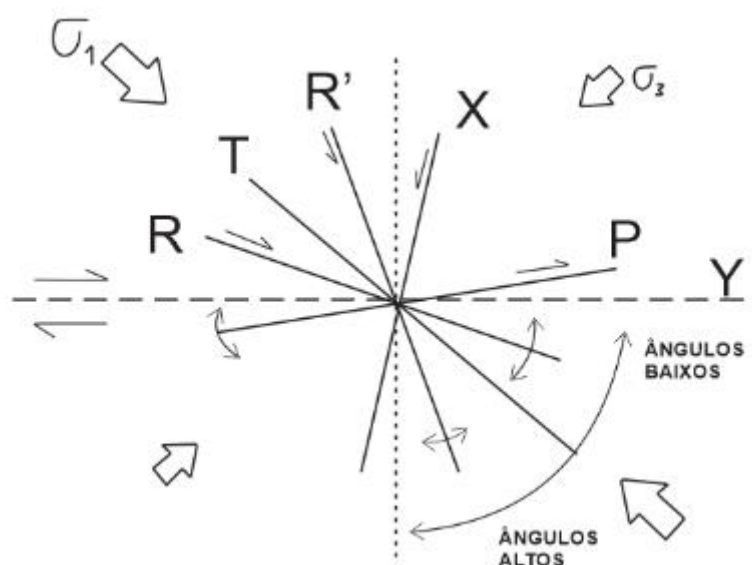


Figura 4 – Fraturas formadas ao longo de uma zona de cisalhamento transcorrente dextral. Y: fratura (sintética) principal; R: fratura de Riedel (sintética); R' Fratura anti-Riedel (antitética); T: fratura de tração; P: fratura sintética; e X: fratura antitética (adaptado de Petit, 1987).

A movimentação relativa entre os blocos ao longo do plano de falha pode imprimir feições na rocha a partir das quais é possível obter informações acerca da direção e, por vezes, do sentido de movimentação entre os blocos. Sobre o plano de falha podem se desenvolver feições lineares, denominadas estrias, como produto da abrasão física de objetos presentes em um dos blocos, que indicam a direção de movimento, assinalada na Figura 3 pelas feições retilíneas ao longo dos planos de cisalhamento. Ressalto é outra feição que pode ser formada com a evolução da deformação, tendo como característica a geometria em rampa com quebras abruptas, na qual a orientação das rampas e quebras indica o sentido de movimentação (Fossen, 2010b).

Bandas de deformação são restritas a porções localizadas da rocha ou zonas estreitas, podendo acomodar rejeitos na ordem de milímetros a centímetros (Aydin & Johnson, 1978) – Figura 5. Essas estruturas apresentam como tendência aumentar a coesão da rocha e controlar a cimentação, o que aumenta a resistência à erosão, formando feições salientes quando observadas em afloramento, podendo também indicar a proximidade com falhas de rejeitos expressivos (Fossen *et al.*, 2007; Davis *et al.*, 2012).



Figura 5 - Imagem de bandas de deformação agrupadas em zonas e ocorrendo de forma isolada em arenitos do Arches National Park, Utah, Estados Unidos (adaptado de Ballas *et al.*, 2015).

Suas características mais importantes podem ser descritas através do exposto por Fossen *et al.* (2007):

- i. bandas de deformação são restritas a meios granulares porosos, principalmente areias e arenitos. A formação e a evolução de bandas de deformação envolvem rotação, translação e cominuição de grãos, além de deslizamento das superfícies de grãos, acomodados pela porosidade;
- ii. bandas de deformação não são representadas por superfícies de deslizamento, típicas de falhas, as quais representam um estágio mais avançado no desenvolvimento dessa feição;
- iii. ocorrem, de maneira hierárquica, como bandas individuais, zonas de bandas de deformação e zonas apresentando superfícies de deslizamento;

- iv. bandas individuais não comportam rejeitos maiores que poucos centímetros, mesmo quando a banda apresenta extensões da ordem de dezenas a centenas de metros de extensão; e
- v. são encontradas na maiorias dos regimes tectônicos atuantes na crosta superior, podendo também ser encontradas em depósitos sedimentares.

Os fatores que controlam a formação dessas estruturas são, primariamente, a porosidade, a mineralogia da rocha, o tamanho e a forma dos grãos, o grau de litificação, o estado das tensões e a profundidade de soterramento (Fossen *et al.*, 2007). A redução local da porosidade da rocha tende a promover um caráter mais rígido, denominado de *hardening*, que dificulta a continuação da deformação no local e tende a distribuir a deformação ao longo do corpo rochoso, por meio da formação de tramas anastomosadas destas estruturas (Aydin & Johnson, 1978; Fossen, 2010a; Davis *et al.*, 2012).

A classificação dessas estruturas pode ser baseada tanto em critérios cinemáticos quanto nos mecanismos de deformação operantes na sua formação (Aydin *et al.*, 2006; Fossen *et al.*, 2007). A partir de critérios cinemáticos (Figura 6), podem ser classificadas em bandas de compactação, dilatação e de cisalhamento, podendo apresentar componentes híbridos.

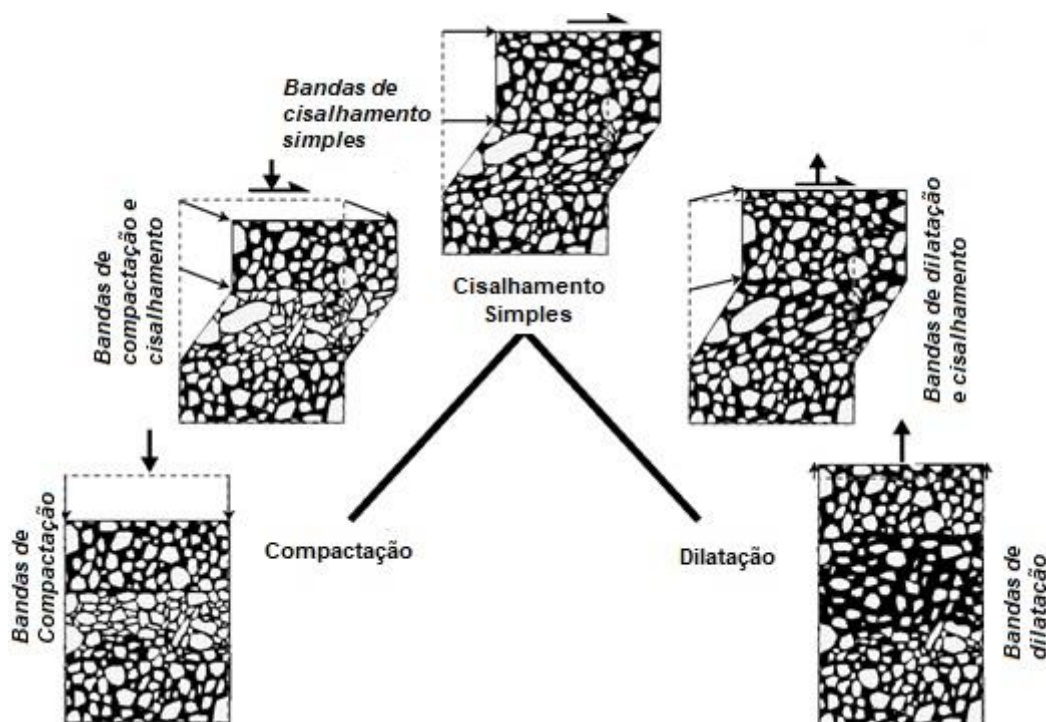


Figura 6 - Classificação de bandas de deformação de acordo com critérios cinemáticos (Fossen *et al.*, 2007).

Outra classificação pode ser feita de acordo com o mecanismo de deformação atuante, relacionado à profundidade em que a rocha ou sedimento se encontra (Figura 7): (a) por fluxo de grãos (bandas de desagregação), incluindo rotação e deslizamento de grãos, de ocorrência

típica em arenitos pouco consolidados; (b) por cataclase (bandas cataclásticas), em que apresenta um núcleo central caracterizado por má seleção do arcabouço e alto conteúdo de matriz proveniente da redução dos grãos, grãos angulosos e redução brusca da porosidade; (c) banda filossilicática, formada em arenitos com teores de filossilicatos maiores que 10%, onde esses minerais são concentrados e alinhados dentro da banda, reduzindo a porosidade; e (d) banda de dissolução e cimentação, formada após o processo deformacional, com a banda atuando como meio preferencial de atuação da cimentação e dissolução durante a diagênese (Fossen *et al.*, 2007; Fossen, 2010a; Pei *et al.*, 2015).

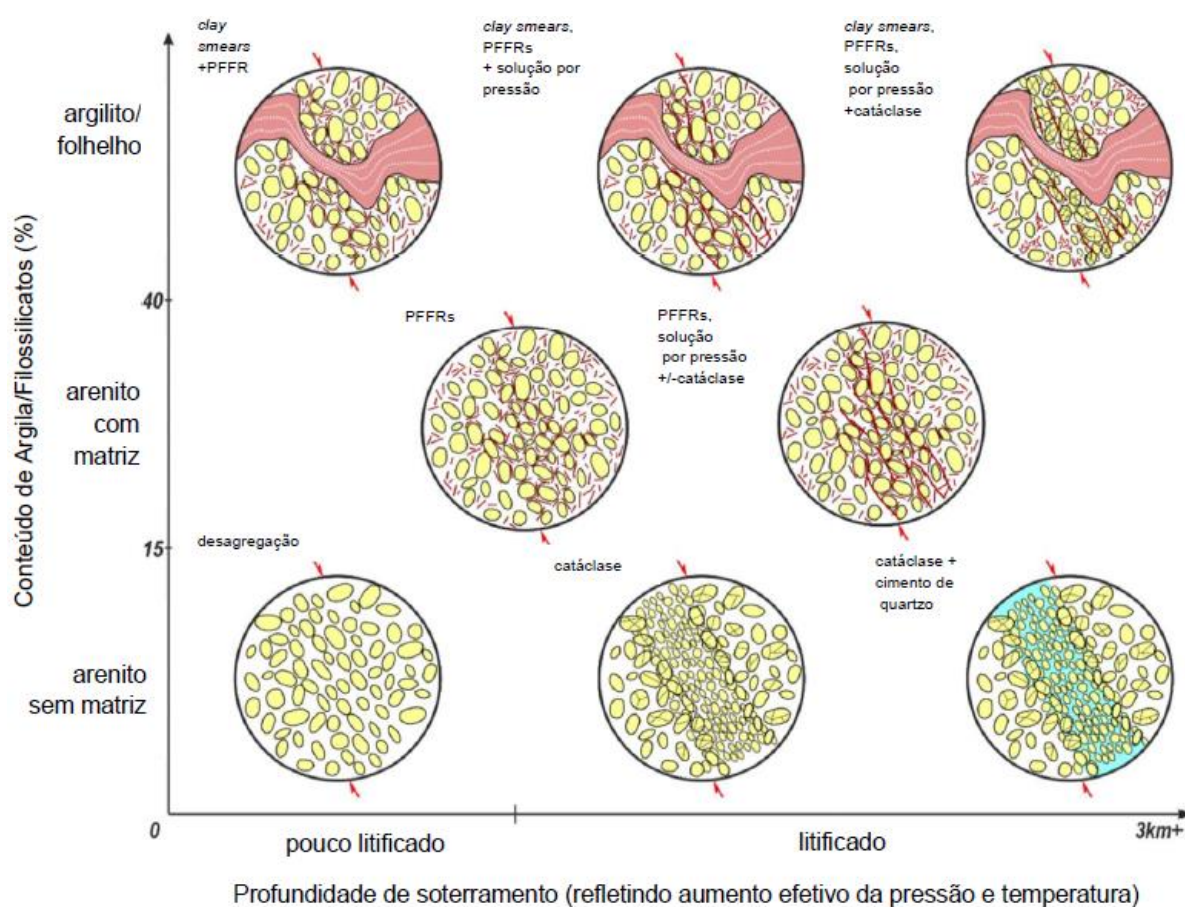


Figura 7 - Tipos de bandas de deformação quanto ao mecanismo operante, mostrando a relação com a composição da rocha e a profundidade de soterramento necessária para sua formação (Pei *et al.*, 2015).

Bandas de deformação cataclásticas são geradas por cominuição de grãos ao longo de uma zona definida ao longo do volume da rocha, apresentando como características principais a deformação localizada, limites acentuados entre a zona de fragmentação de grãos e de grãos não deformados, podendo apresentar evidências de cimentação por dissolução (Gibson, 1998; Fossen, 2010a). Esse é o tipo mais comum de banda e geralmente envolve compactação e redução da porosidade, devido à reorganização dos grãos fragmentados e fraturados (Aydin,

1978; Pei *et al.*, 2015). Essas estruturas apresentam como tendência serem geradas a profundidades mínimas da ordem de 1 km (Figura 7), embora a profundidade crítica varie tanto em função de outros parâmetros intrínsecos, tais como mineralogia, granulometria, seleção, porosidade, formato dos grãos, quanto devido a propriedades extrínsecas, como, por exemplo, o ambiente tectônico, a temperatura e a taxa de *strain* (Fossen, 2010a; Pei *et al.*, 2015).

Bandas de desagregação se formam sem que a deformação leve ao faturamento do arcabouço da rocha, por um mecanismo de deformação que envolve rolamento e fluxo granular, gerando atrito ao longo das superfícies de contato primário dos grãos, acomodando, dessa forma, a deformação sem quebra da coesão (Fossen, 2010a; Pei *et al.*, 2015). As bandas de desagregação são sutis e geralmente associadas a rochas areníticas pouco consolidadas (Pei *et al.*, 2015). As características permoporosas na zona da banda são usualmente altas se comparadas aos outros tipos (Pei *et al.*, 2015). No entanto, quando sua formação ocorre em rochas com teores mais elevados de filossilicatos, pode ser formado um filme de micas ao longo da banda, sendo denominada *phyllosilicate framework band* – PFFR – a qual apresenta como tendência reduzir a permeabilidade ao longo dessa zona (Knipe *et al.*, 1997; Pei *et al.*, 2015).

Um aspecto importante no desenvolvimento de bandas de deformação é que uma mesma estrutura pode apresentar mais de um tipo de deformação ao longo de sua extensão, o que implica em variações em suas propriedades mecânicas e de permoporosidade, bem como na resposta quando submetida a esforços deformacionais (Fossen *et al.*, 2007; Pei *et al.*, 2015).

3.2 ANÁLISE DE PALEOTENSÃO

Atributos geométricos e cinemáticos de feições estruturais são a base para a análise da orientação das tensões atuantes sobre os corpos geológicos, bem como para a análise da orientação de campos de tensão envolvidos na deformação pretérita de um determinado volume de rocha. Métodos gráficos e de inversão são utilizados para o posicionamento espacial dos eixos de tensão principais envolvidos nos processos deformacionais.

Nesse sentido, uma das técnicas mais populares para a análise gráfica é o método dos diedros retos (Angelier & Mechler, 1977), tendo como fundamento a construção de um plano auxiliar, ortogonal a um determinado plano de falha e à estria contida nesse plano, em uma rede estereográfica (e.g. Schmitt-Lambert). Essa configuração define quatro diedros, delimitando dois campos de compressão – que contêm σ_1 – e dois de distensão – que contêm σ_3 (Angelier, 1994). Na análise gráfica, a indicação da posição mais provável dos eixos principais de tensão

é obtida pela sobreposição entre as áreas de tensão máxima e as áreas de tensão mínima de diversos planos de falhas contidos no mesmo conjunto (Figura 8).

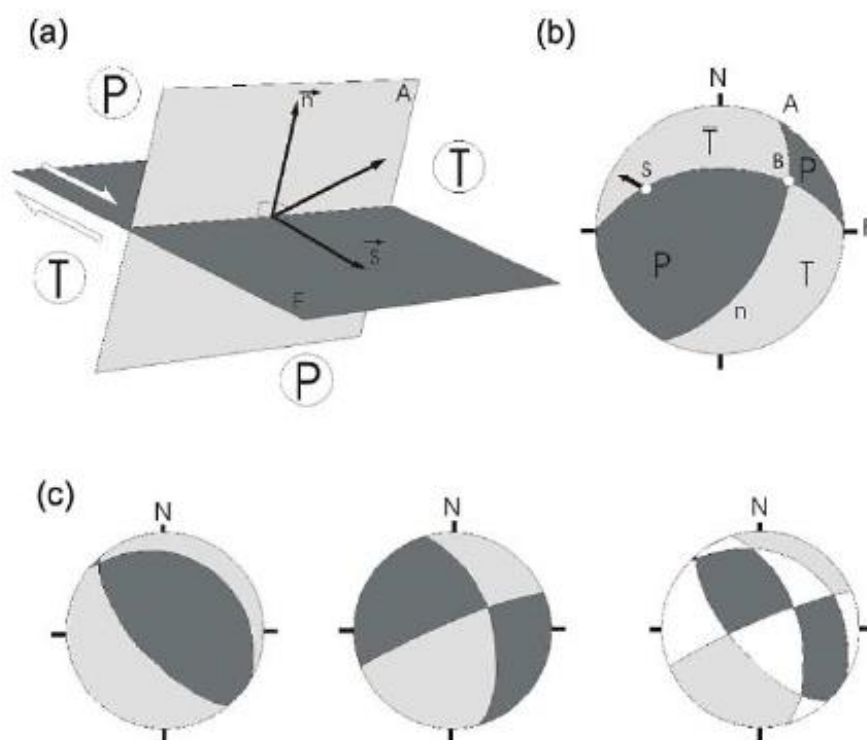


Figura 8 – Princípio do método dos diedros retos (Angelier, 1994). (a) Vista do plano de falha (F) e do plano auxiliar (A), delimitando os diedros compressivos (P) e distensivos (T). (b) Projeção estereográfica dos planos A e F, onde B é a interseção dos planos e S a estria contida no plano. (c) Superposição de dois planos de falha, mostrando áreas sob compressão (cinza escuro) e áreas em distensão (cinza claro).

Técnicas de inversão numérica configuram outra abordagem para a análise de paleotensão, tendo como apoio procedimentos computacionais. Esse método possibilita a determinação das direções das tensões principais e da forma do elipsoide de tensão ao se utilizar o tensor de tensões reduzido (Figura 9a). Para tanto, deve-se conhecer a estrutura do modelo matemático direto que reproduz os dados (Moraes, 2016) assumindo-se que: i) todas as estruturas foram formadas pelo mesmo campo de tensão; ii) não houve rotação dos blocos; e, para um conjunto de pares falha/estria conhecidos, as estrias são paralelas à tensão cisalhante máxima exercida sobre o plano de falha (hipótese de Wallace-Bott – Figura 9b) e se relacionam ao vetor de tensão que atua na falha (Angelier, 1994).

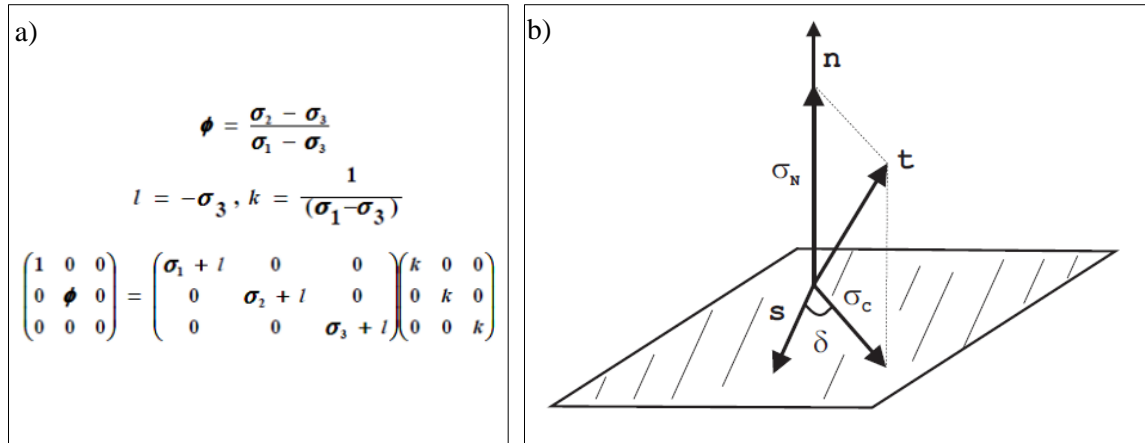


Figura 9 – a) Expressão matemática do tensor de tensão reduzido (Moraes & Riccomini, 2014). b) Expressão geométrica da hipótese de Wallace-Bott, enfatizando o ângulo de desvio (δ) entre a direção de deslizamento real, dada por s , e a teórica, dada por σ_c (Moraes 2010).

O uso de condicionantes geomecânicos configura outro enfoque para esta análise, de principal interesse para a indústria do petróleo, onde dados estruturais são escassos, permitindo a obtenção de resultados sem necessidade de indicadores cinemáticos (Moraes & Riccomini, 2014). Nesse caso, o procedimento para a inversão é baseado na geometria das falhas, na relação das magnitudes entre as tensões e os parâmetros de resistência de Mohr-Coloumb (Figura 10) quanto a critérios geomecânicos, como a razão de falhamento, e se vale das mesmas premissas anteriormente descritas (Moraes & Riccomini, 2014).

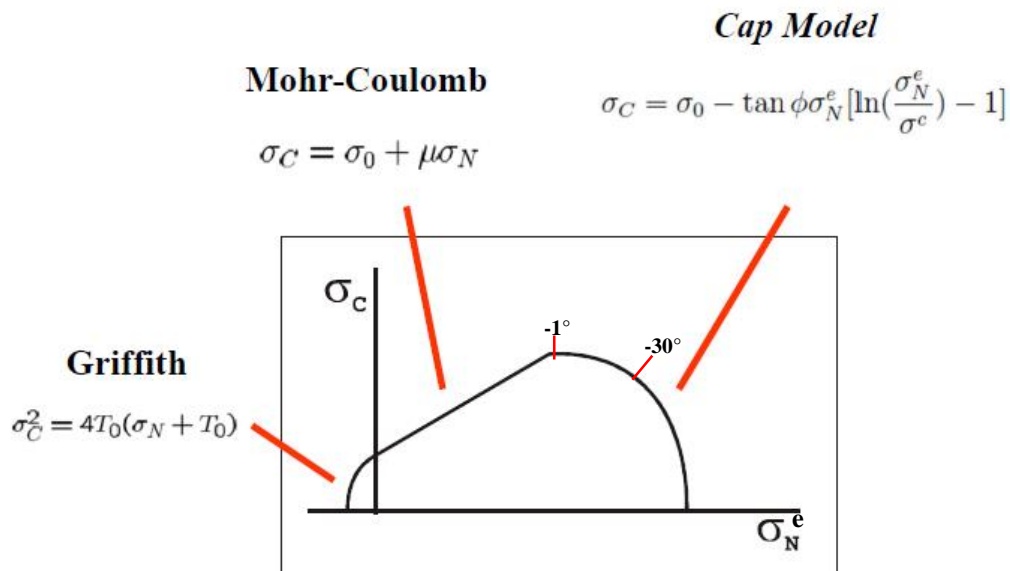


Figura 10 – Critérios geomecânico para a ruptura de rochas submetidas a esforços compressivos e tracionais (Moraes & Riccomini, 2014). O Critério de Griffith relaciona-se à ruptura do material por tração; o critério de Mohr-Coloumb se dá por ruptura da matriz da rocha; Cap Model representa a envoltória de ruptura de uma rocha por colapso. σ_c : tensão cisalhante; σ_0 : coesão da rocha; σ_N^e : tensões normais efetivas; μ : coeficiente de atrito; T_0 : resistência à tração.

3.3 ESTIMATIVAS DE PALEOPROFUNDIDADE COM BASE EM POROSIDADE

A porosidade de um determinado sedimento no tempo de sua deposição é dependente da granulometria, forma (esfericidade e arredondamento), além da trama da rocha. Essa porosidade é denominada primária (Tucker, 2001). De maneira geral, os processos que levam à redução dessa porosidade e a deformações volumétricas do arcabouço da rocha são relacionadas à compactação mecânica, que é um processo quase puramente irreversível. Dessa maneira, a porosidade relacionada ao maior grau de compactação mecânica da rocha tende a se manter com a redução das tensões atuantes, quando do soerguimento ou erosão de estratos sobrepostos (Hantschel & Kauerauf, 2009).

A obtenção de valores de profundidade de soterramento de rochas sedimentares com base na variação da porosidade foi exposto primeiramente por Athy (1930), através da correlação de dados de porosidade para rochas distintas em diversos níveis estratigráficos, a partir da qual propôs um decaimento exponencial simples da porosidade com o aumento da profundidade de soterramento dos intervalos estratigráficos (Figura 11).

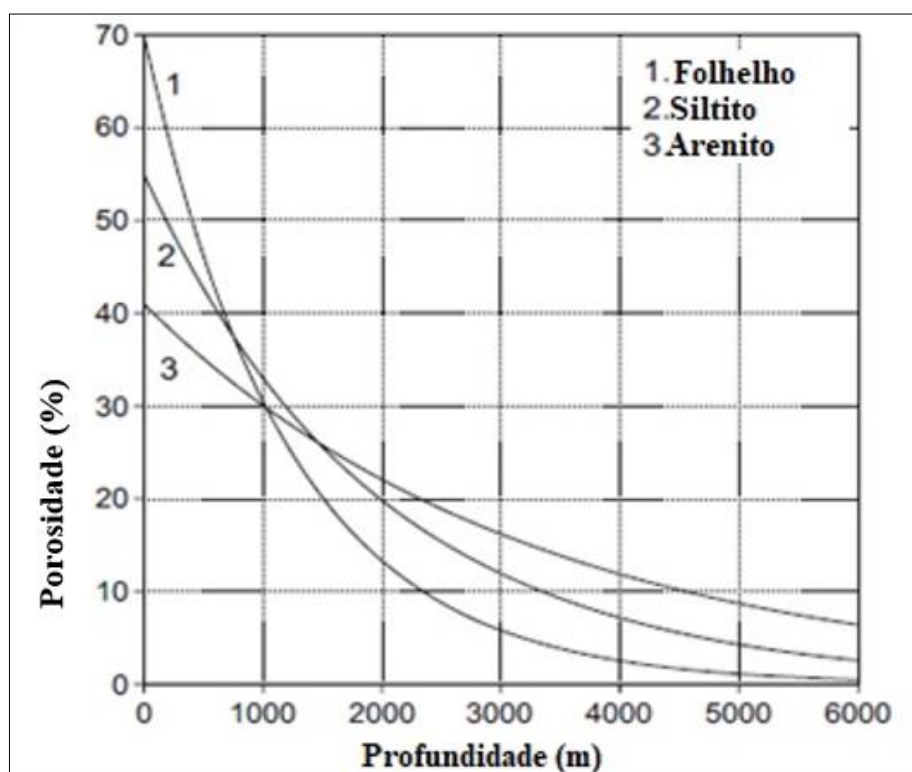


Figura 11 – Curvas de variação da porosidade (ϕ) com a profundidade para folhelhos, siltitos e arenitos de acordo com a lei de Athy, a partir dos seguintes valores de porosidade deposicional (ϕ_0) e fator de decréscimo de porosidade (k): folhelho $\phi_0 = 0.70$, $k = 0.83\text{km}^{-1}$; siltito $\phi_0 = 0.55$, $k = 0.34\text{km}^{-1}$; arenito $\phi_0 = 0.41$, $k = 0.31\text{km}^{-1}$. (Hantschel & Kauerauf, 2009).

Essa curva é descrita por uma equação exponencial (equação 1), a partir da qual é possível estimar os valores de profundidade de soterramento do pacote sedimentar realizando a inversão da equação da curva de Athy (equação 2), conhecendo a porosidade inicial (φ_0) e o parâmetro de compactação (k) para a rocha de interesse.

$$\varphi = \varphi_0 \cdot e^{-kz} \quad (1)$$

$$z = \frac{(\ln \varphi - \ln \varphi_0)}{k} \quad (2)$$

O uso dessa metodologia é fundamental para a modelagem de bacias e sistemas petrolíferos, onde dados diretos são escassos, sendo aplicada, principalmente, para predizer o comportamento de reservatórios (Hantschel & Kauerauf, 2009). Nesse contexto, de acordo com Moraes (2016), é possível obter os valores de profundidade máxima de soterramento dos diversos pacotes de uma sucessão sedimentar a partir de dados de porosidades em profundidades adquiridos dos perfis geofísicos ou suas correlações, bem como estabelecer os valores de k e da porosidade original por meio do ajuste da curva exponencial de variação da porosidade em função da profundidade.

4 ÁREA DE ESTUDO

4.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

O afloramento estudado está localizado na borda sul do Gráben de Casa de Pedra (Figura 12), em um terreno particular, às margens da Rodovia do Contorno, no município de Volta Redonda (RJ), nas coordenadas UTM 0597457E/7507006S, *datum* WGS84, zona 23K. O acesso à Rodovia do Contorno pode ser realizado a partir da Rodovia dos Metalúrgicos (VRD-001), junto ao Bairro Vila Rica, ou pela rodovia VRD-101, que liga Volta Redonda a Pinheiral, na região do bairro Três Poços.

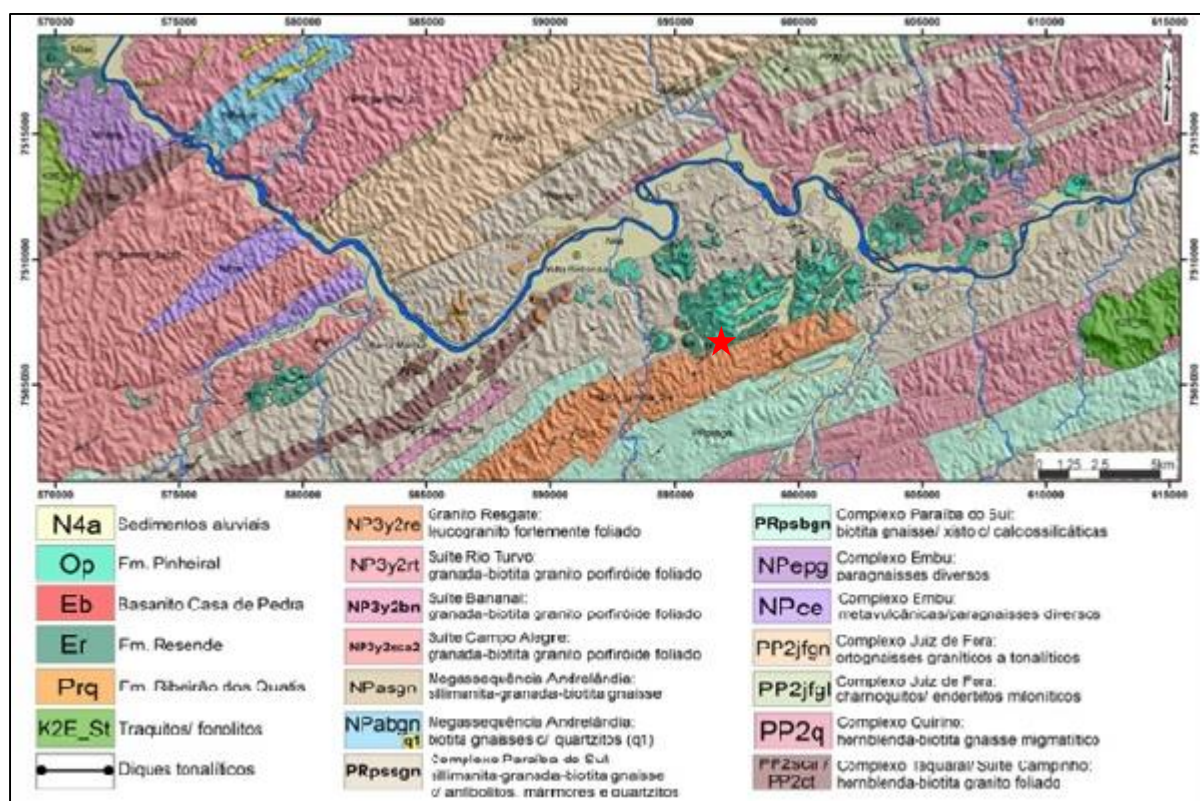


Figura 12 – Mapa geológico da região da bacia de Volta Redonda, mostrando a distribuição espacial dos depósitos sedimentares, as unidades do embasamento e as principais feições estruturais da área de acordo com Negrão (2014). As informações sobre o embasamento foram compiladas por Negrão (2014) a partir de Heilbron *et al.* (2004). Está assinalada a localização do afloramento na borda sul do Gráben de Casa de Pedra.

4.2 CONTEXTO GEOLÓGICO

O *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) é formado por uma série de grábens, de idade paleogênica, que se estendem na direção NE-SW, paralelamente à linha de costa atual, por cerca de 900 km, desde a cidade de Tijucas do Sul (PR) até o litoral norte do estado do Rio de Janeiro, na área submersa em frente à Macaé (RJ) - Figura 13 (Riccomini *et al.*, 2004; Zalán *et al.*, 2005). Sua compartimentação é dada em três segmentos: ocidental, central e oriental. O principal conjunto de bacias sedimentares que compõe o RCSB ocorre em seu segmento central, onde está situada a bacia de Volta Redonda e abrange a região do médio vale do rio Paraíba do Sul, delimitado entre a Serra do Mar, ao sul, e a Serra da Mantiqueira, ao norte (Riccomini *et al.*, 2004).



Figura 13 – Mapa de localização das principais bacias sedimentares do *Rift* do Sudeste do Brasil (RCSB) no contexto geotectônico da margem atlântica brasileira (Riccomini *et al.*, 2004). Destacam-se as bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda no segmento central do RCSB.

O segmento central do RCSB se desenvolveu sobre as rochas do domínio central da Faixa Ribeira, composta por conjuntos litológicos alongados segundo *trend* NE-SW. As rochas que compõem o embasamento da bacia de Volta Redonda (Figura 12) são formadas por complexos metamórficos orto e paraderivados, de idade Paleoproterozoico e Neoproterozoico, respectivamente, além de suítes intrusivas neoproterozoicas e eopaleozoicas (Heilbron *et al.*, 2004).

4.3 ESTRATIGRAFIA E NEOTECTÔNICA

O registro sedimentar na bacia de Volta Redonda (Figura 14) se dá, principalmente, em três depocentros paleogênicos: Gráben de Casa de Pedra; Gráben de Dorândia; e Gráben da Colônia Santo Antônio.

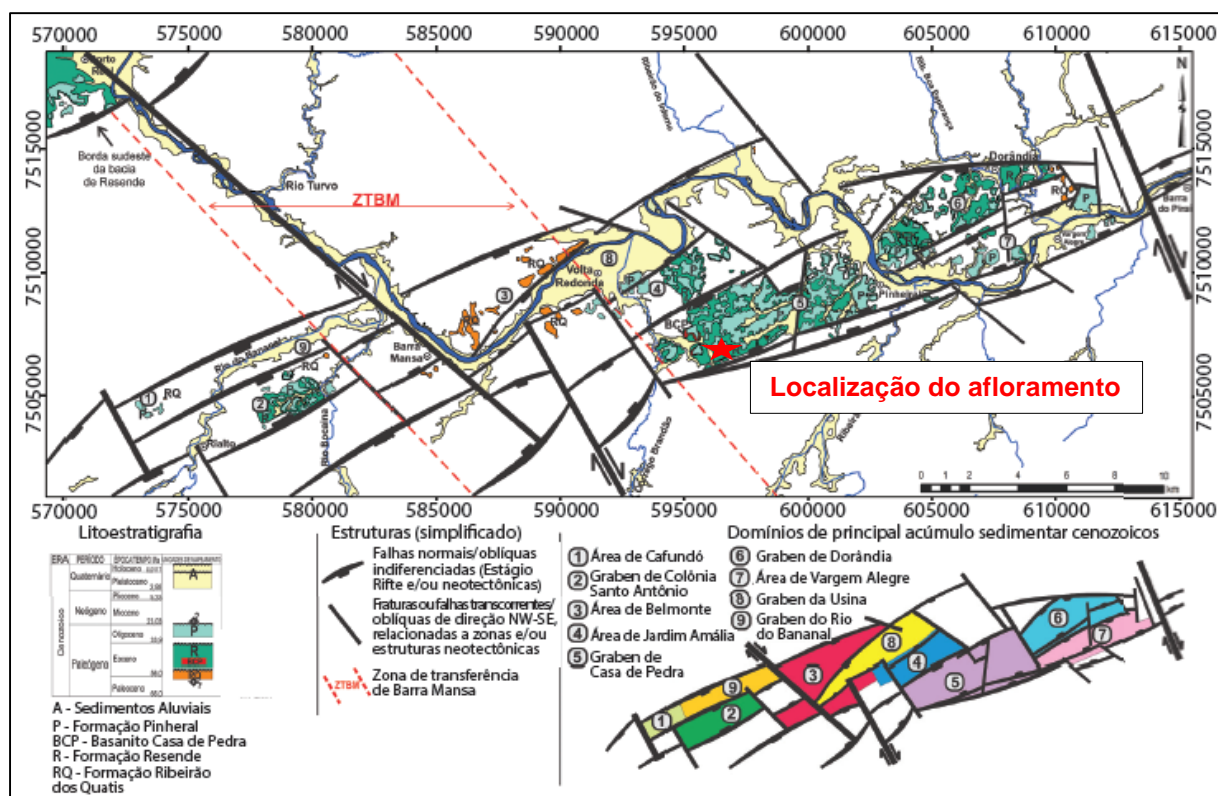


Figura 14 – Mapa geológico da bacia de Volta Redonda, mostrando a distribuição espacial dos depósitos e as principais feições estruturais da área de acordo com Negrão *et al* (2015).

De acordo com Sanson *et al.* (2006) e Negrão *et al.* (2015), a sucessão estratigráfica que compõe a bacia de Volta Redonda é formada pelas seguintes unidades (Figura 15):

Formação Ribeirão dos Quatis: é a formação mais antiga reconhecida na bacia, ocorrendo em inconformidade com o embasamento gnáissico. Os depósitos são caracterizados pela superposição de camadas de conglomerados médios a grossos, constituídos por seixos de quartzo bem arredondados, maciços a levemente estratificados, com intercalações de camadas de arenitos feldspáticos, maciços ou com estratificações cruzadas acanaladas, além de lentes pelíticas subordinadas, organizadas em ciclos granodecrescentes (Sanson *et al.*, 2006). Apresenta distribuição na forma de manchas sedimentares isoladas, sem ocorrência na área do Gráben de Casa de Pedra e seus depósitos correspondem um sistema fluvial entrelaçado de alta energia (Negrão *et al.*, 2015).

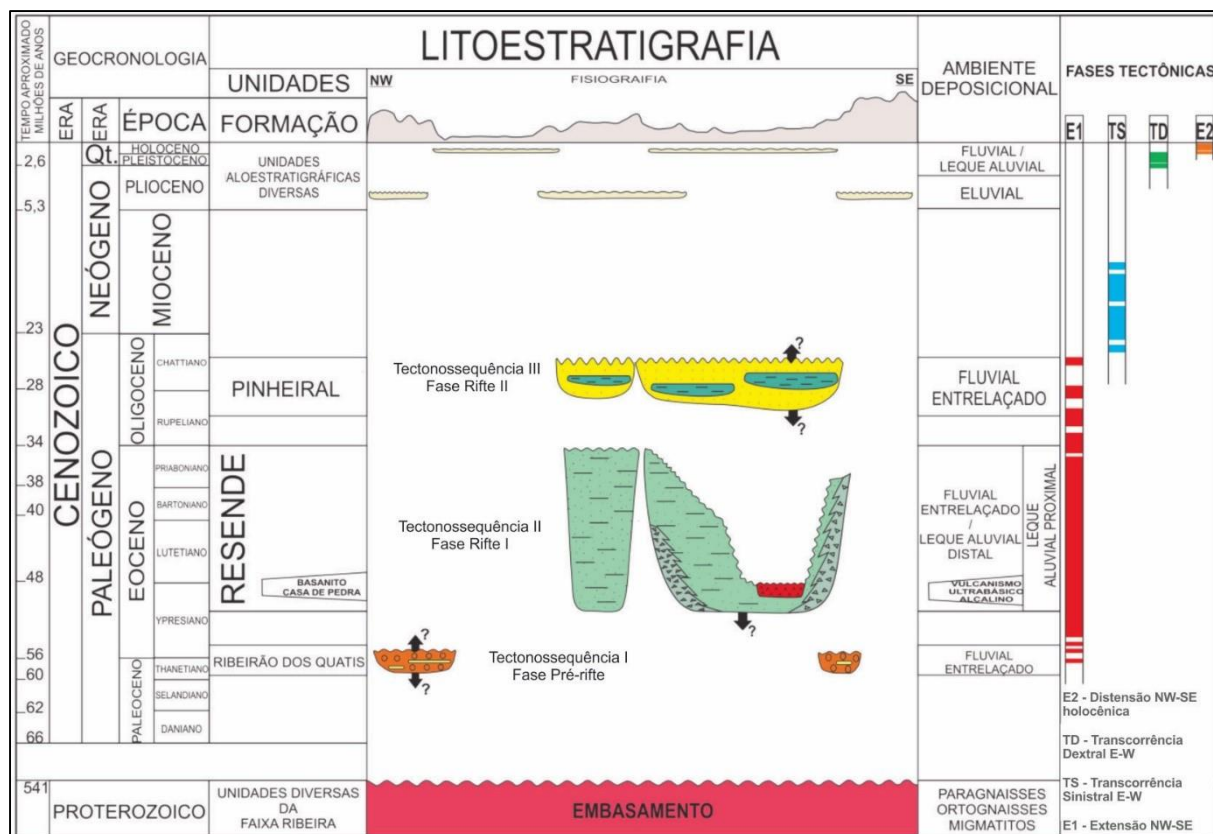


Figura 15 – Quadro litoestratigráfico da bacia de Volta Redonda, mostrando, na coluna à direita, os eventos tectônicos responsáveis pela abertura da bacia – E1 – e as fases deformadoras da sucessão sedimentar – TS, TD e E2 – (Negrão *et al.*, 2015).

Formação Resende: constituída por ciclos granodecrescentes de arenitos feldspáticos estratificados, intercalados com pelitos esverdeados maciços, e menor participação de conglomerados finos, brechas e vaques. Esses depósitos têm ocorrência restrita aos grábens paleogênicos e são associados a leques aluviais e sistemas fluviais de padrão entrelaçado, relacionados ao principal estágio tectônico da bacia. (Sanson *et al.*, 2006).

Formação Pinheiral: caracteriza-se por conglomerados e arenitos dispostos em camadas de geometria lenticular, associados a intervalos pelíticos maciços a laminados, que marcam períodos de afogamento de um sistema fluvial entrelaçado (Negrão *et al.*, 2015).

Recobrando os depósitos paleogênicos, ocorrem coberturas neogênicas e quaternárias. Este registro sedimentar mais recente é composto por litofácies arenosas, lamosas e cascalhosas, relacionados à dinâmica fluvial (Negrão *et al.*, 2015).

O Gráben de Casa de Pedra é o principal depocentro da bacia e apresenta o registro das formações Resende e Pinheiral, bem como de rochas ultramáficas alcalinas em sua porção oeste, intercaladas aos depósitos da Formação Resende (Negrão *et al.*, 2015).

O registro sedimentar da bacia de Volta Redonda se encontra bastante compartimentado por falhas de orientação NW-SE e NE-SW. A esse respeito, Sanson (2006) e Negrão (2014) identificaram quatro eventos tectônicos correlacionáveis às fases de evolução do RCSB (Riccomini *et al.*, 2004), mostrados na Figura 15.

A primeira fase (E1), de distensão NW-SE, foi a responsável pelos esforços de abertura da bacia, pela principal fase de sedimentação e pelo evento magmático. Dessa maneira, as fases tectônicas posteriores (TS, TD, E2) apresentam caráter deformador do registro sedimentar.

A fase TS (transcorrência sinistral E-W), com idade entre o Oligoceno final e o Mioceno, é representada por estruturas que afetam somente depósitos paleogênicos, não atingindo coberturas neogênicas e quaternárias.

A fase TD (transcorrência dextral E-W), de idade pleistocênica, apresenta estruturas que afetam os depósitos paleogênicos, neogênicos e pleistocênicos. Para essa fase, não foi identificada deformação nos depósitos holocênicos.

A fase E2, vinculada a uma distensão NW-SE, é representada por estruturas que afetam todo o registro cenozoico até o Holoceno.

5 METODOLOGIA

As atividades desenvolvidas no trabalho consistiram em: a) caracterização da geometria de estruturas de deformação, com apoio de fotografia do afloramento (Figura 16); b) análise cinemática de falhas; c) descrição macroscópica e microscópica das estruturas de deformação em uma amostra de arenito; d) análise do campo de paleotensões a partir de dados de pares de falha/estria, com uso do método dos diedros retos, e de planos sem estria com base em inversão numérica; e) estimativa, com base no método de Athy, dos valores de paleoprofundidade de soterramento do pacote sedimentar.



Figura 16 – Imagem do afloramento estudado, mostrando feições subverticais relacionadas às estruturas de deformação do pacote sedimentar, com localização da amostra retirada para a descrição macroscópica e microscópica das estruturas de deformação.

Primeiramente, foi realizada a interpretação preliminar, com o auxílio de fotografia digital, dos principais intervalos sedimentares e feições estruturais do afloramento, no programa *CorelDraw X6*, buscando identificar a arquitetura e relações hierárquicas e temporais entre as estruturas. Posteriormente, se procedeu à checagem em campo dos principais intervalos sedimentares e da trama estrutural interpretada a partir da imagem, bem como a caracterização macroscópica de falhas e bandas de deformação, com base nas observações apontadas por Aydin & Johnson (1978); Gibson (1998); Fossen *et al.* (2007); Ballas *et al.* (2013); Ballas *et al.* (2015); e Pei *et al.* (2015).

Para a análise cinemática, foram identificados planos de falha que deslocam os intervalos estratigráficos, onde foram realizadas medições da orientação do plano e o ângulo de mergulho (*dip/dip*), além da obtenção de indicadores cinemáticos, como estrias e ressaltos.

Para a análise microscópica, foi retirada uma amostra de arenito deformado para a confecção de lâmina petrográfica (Figura 17). Os aspectos analisados foram o aumento ou a diminuição da porosidade ao longo da estrutura em relação à porção adjacente, fraturamento e cominuição de grãos. As lâminas petrográficas foram descritas com o auxílio de microscópios de luz transmitida da marca *OLYMPUS* (modelo CX31), dotado de câmera digital (modelo SC30), do Grupo de Pesquisas sobre a Evolução Geológica de Terrenos Sedimentares Cenozoicos, do Departamento de Geologia/UFRJ, e da marca *ZEISS* (modelo *Imager. AXIO2m*), com câmera digital (modelo *AxioCam MRc*), do Laboratório de Geologia Sedimentar (LAGESED), do Departamento de Geologia/UFRJ.

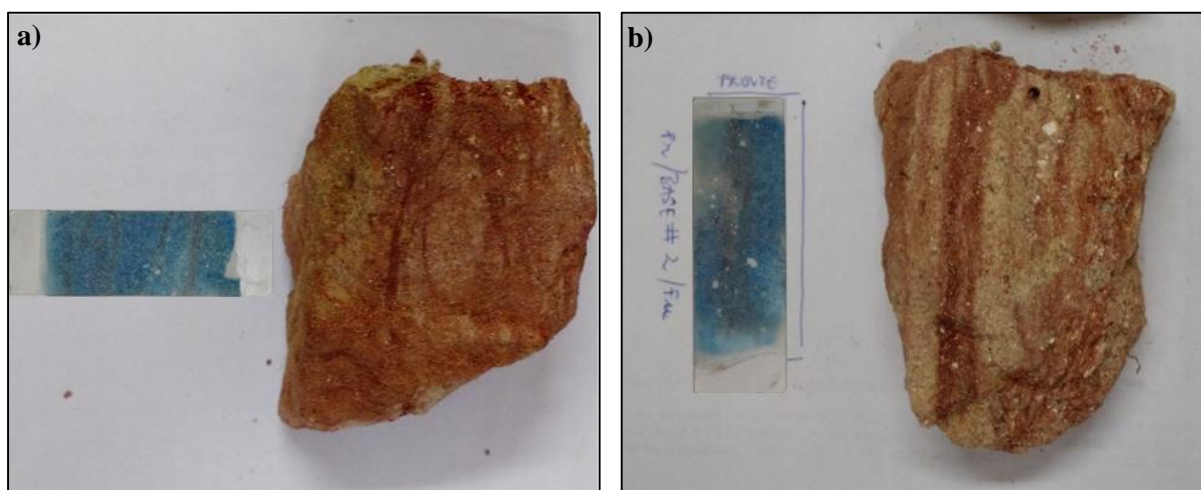


Figura 17 – Amostra coletada para análise estrutural de detalhe, mostrando a orientação das lâminas delgadas na amostra. a) Lâmina #base1, posicionada ortogonalmente às principais estruturas de deformação; b) lâmina #base2, mostrando orientação paralela às estruturas.

Para a análise do campo de paleotensão, foi realizada a verificação preliminar dos pares de falhas/estrias, buscando a identificação de famílias de planos que pudessem estar relacionados a determinado evento deformacional. Posteriormente esses pares foram processados no programa Wintensor® (Dalvaux & Sperner, 2003), que representa a orientação dos eixos de tensão principais com base em critérios de otimização de dados integrados do método dos diedros retos e PBT - relação entre eixos compressivos (P), neutro (B) e distensivos (T) - e calcula a razão de esforço “R”, definida pela equação $R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_2}$, onde $0 < R < 1$, visando classificar as componentes vertical e direcional responsáveis pela deformação, conhecendo-se, *a priori*, o regime tectônico. Com base no tipo de regime tectônico e na razão de esforço R, os campos de tensão são subdivididos em (Guiraud *et al.*, 1989):

i) regime distensivo - distensão radial ($0 < R < 0,25$); distensão pura ($0,25 < R < 0,75$); e distensão direcional ($0,75 < R < 1,0$);

ii) regime direcional - direcional distensivo ($1,0 > R > 0,75$); direcional puro ($0,75 > R > 0,25$); e direcional compressivo ($0,25 > R > 0$); e

iii) regime compressivo - compressão direcional ($0 < R < 0,25$); compressão pura ($0,25 < R < 0,75$); e compressão radial ($0,75 < R < 1,0$).

De modo complementar, foi realizada a análise de paleotensões utilizando os principais planos de fraturas e falhas medidos no afloramento, com base na proposta de Moraes & Riccomini (2014). Sua execução se deu por meio do uso de uma rotina computacional no programa *MATLAB*, denominada “GOSTINVG”. Para o processamento, foram inseridos os dados de medidas estruturais em *dip/dip* no programa, através de documento de texto, onde na primeira coluna se posicionam os dados de orientação e na segunda coluna o ângulo de mergulho das estruturas. A restrição das soluções pode ser realizada através da entrada de valores (faixa de variação) para o ângulo de atrito interno e para a coesão; pela entrada do regime tectônico *a priori*; e através do tratamento estatístico básico das soluções encontradas. A saída do programa fornece um histograma de soluções possíveis para o regime de tensão, considerando erro de 15%, no qual os valores -1 representam o regime reverso; 0 representa o regime transcorrente; e +1 o regime normal. Da mesma forma, é apresentado o histograma das orientações possíveis dos tensores vertical (σ_V) e horizontal (σ_H).

Os resultados obtidos do campo de paleotensões foram comparados com os eventos deformacionais na bacia descritos por Sanson (2006) e Negrão (2014), correlacionáveis aos eventos do RCSB identificados por Riccomini (1989) e com o modelo de desenvolvimento de fraturas de Riedel (Petit, 1987).

A fim de se obter os valores de profundidade máxima de soterramento do pacote sedimentar, foi realizada a aplicação de rotina computacional “GOZPALEO” no programa *MATLAB*, a qual se baseia na inversão da equação da curva de Athy, para diferentes tipos de arenitos feldspáticos. Os dados de porosidade utilizados neste trabalho foram obtidos de diversas fontes (Brêda, 2010; Rotava, 2017; Galvão, em preparação) – Tabela 1. Os dados de Brêda (2010) e Rotava (2017), provenientes de análise petrográfica, foram tratados com o intuito de obter valores de porosidade esperada nas condições de soterramento, sendo derivados da subtração dos valores da porosidade secundária, epimatriz e a cimento a partir da porosidade total.

Tabela 1 – Dados de porosidade dos arenitos da Formação Resende de acordo com Brêda (2010), Rotava (2017) e Galvão (em preparação).

DADOS DE POROSIDADE - ARENITOS Fm. RESENDE						
BRÊDA (2010)						
AMOSTRA	RE-01	RE-02	RE-03	RE-08		
POROSIDADE (%)	37,2	29,6	38,4	35,4		
ROTAVA (2017)						
AMOSTRA	#1	#2	#3	#4	#5	
POROSIDADE (%)	32,4	28,4	31,5	25,5	34,4	
GALVÃO (em preparação)						
AMOSTRA	#1	#2	#3	#4	#5	#6
POROSIDADE (%)	37,6	39,2	34,9	36,2	37,4	40,4

Os parâmetros porosidade deposicional (ϕ_0) e fator de decréscimo da porosidade (k) foram extraídos de Hantschel & Kauerauf (2009) - Tabela 2.

Tabela 2 – Parâmetros de compactação e porosidade deposicional para diferentes tipos de arenitos feldspáticos (Hantschel & Kauerauf, 2009). ϕ_0 – porosidade deposicional; k – fator de decréscimo da porosidade com a profundidade.

Variáveis	$\varphi 0$	Athy	
		k [km.m ⁻¹]	k $\frac{1}{\text{MPa}}$
Arcóseo			
Típico	39	0,33	0,02772
Rico em Quartzo	41	0,30	0,02623
Pobre em Quartzo	40	0,32	0,2646
Rico em Argila	40	0,32	0,2661
Pobre em Argila	39	0,32	0,2722

A partir da execução da rotina para os dados de porosidade dos diversos autores, obteve-se um intervalo de valores de profundidade de soterramento possíveis, com posterior classificação dos dados e a confecção de gráficos de paleoprofundidade em metros (m). Os resultados também foram comparados com a paleoprofundidade necessária para formação das bandas de deformação (Fossen, 2010a; Pei *et al.*, 2015).

6 RESULTADOS E DISCUSSÕES

6.1 ESTRUTURAS DE DEFORMAÇÃO

No afloramento estudado, foram reconhecidos dois intervalos estratigráficos principais, de geometria tabular e compostos por arenitos feldspáticos estratificados e um intervalo pelítico subordinado (Figura 17). O intervalo basal é composto por arenitos de granulometria média e seleção moderada, que se estende por todo o afloramento e contém, em sua porção inferior, um intervalo pelítico maciço de geometria lenticular. O intervalo superior é composto por arenitos grossos, seixosos, de seleção moderada a baixa, com níveis conglomeráticos ocorrendo na base das estratificações cruzadas. O padrão estratigráfico é seccionado por um conjunto de falhas e estruturas de deformação.



Figura 18 – Principais intervalos sedimentares reconhecidos no afloramento, mostrando o padrão deformacional do pacote (observar o deslocamento dos contatos sedimentares). Escala: martelo no canto esquerdo da imagem.

Dentre as estruturas de deformação rúpteis identificadas no afloramento (Tabela 3, Figura 19), destacam-se falhas de orientação NNE-SSW, NW-SE, WNW-ESE e ENE-WSW, com rejeitos centimétricos a decimétricos, formando padrão de grábens e horstes. As falhas NNE-SSW ocorrem limitadas pelas estruturas aproximadamente E-W, que apresentam maiores rejeitos e afetam todo o intervalo sedimentar estudado. A partir de indicadores cinemáticos (estrias), foram identificadas movimentação sinistral em falhas NNE-SSW, vertical normal em falha NW-SE e dextral em falha WNW-ESE.

Tabela 3. Dados estruturais obtidos no afloramento.

Plano		Estria		Movimentação
Dip_dir	Dip	Azimuth	Plunge	
284	87	196	21	Sinistral
285	86	196	16	Sinistral
312	64	226	8	Sinistral
296	76	210	16	Sinistral
040	50	040	50	Normal
024	48	058	42	Dextral
016	64			
288	84			
015	73			
012	68			
018	72			
108	80			
298	84			
270	78			
298	82			
290	60			
140	88			
146	86			
296	74			
296	68			
298	70			
344	45			
253	72			
330	57			
346	67			
284	70			
271	70			

Plano com estria
 Plano sem estria
 Banda de deformação

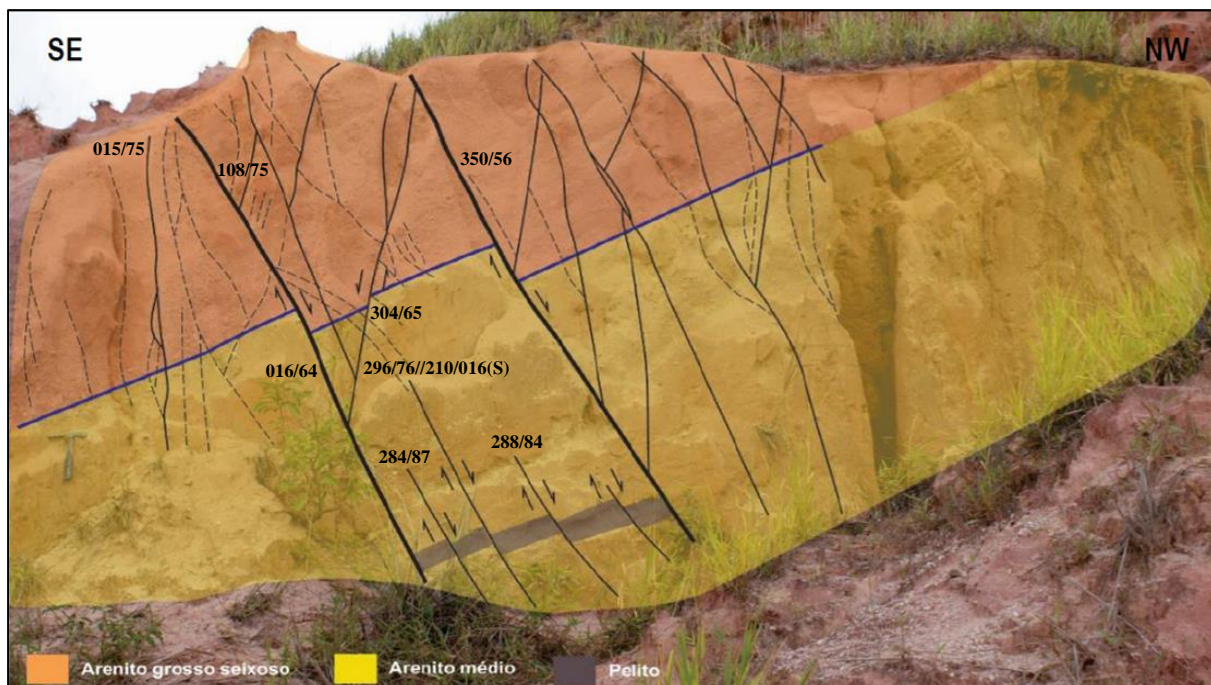


Figura 19 – Estruturas de deformação rúpteis interpretadas com o apoio de imagem do afloramento a partir da checagem de campo, com a inserção das medidas estruturais obtidas.

Outras estruturas reconhecidas no afloramento correspondem a bandas de deformação (Figura 19, Tabela 3), restritas aos intervalos areníticos, ocorrendo como faixas estreitas de relevo positivo ou em zonas de bandas em padrão anastomosado, de orientação NNE-SSW (Figura 20). As bandas individuais apresentam espessuras menores do que 1 cm. Essas feições em amostra de mão mostram forte controle da cimentação por óxidos/hidróxidos de ferro e trama mais compacta. Na análise microestrutural, apresentam como características principais o controle da cimentação, trama mais compacta quando comparado a outras regiões das lâminas analisadas, associadas ao fraturamento intragranular e cominuição de grãos (Figuras 21 a 24).

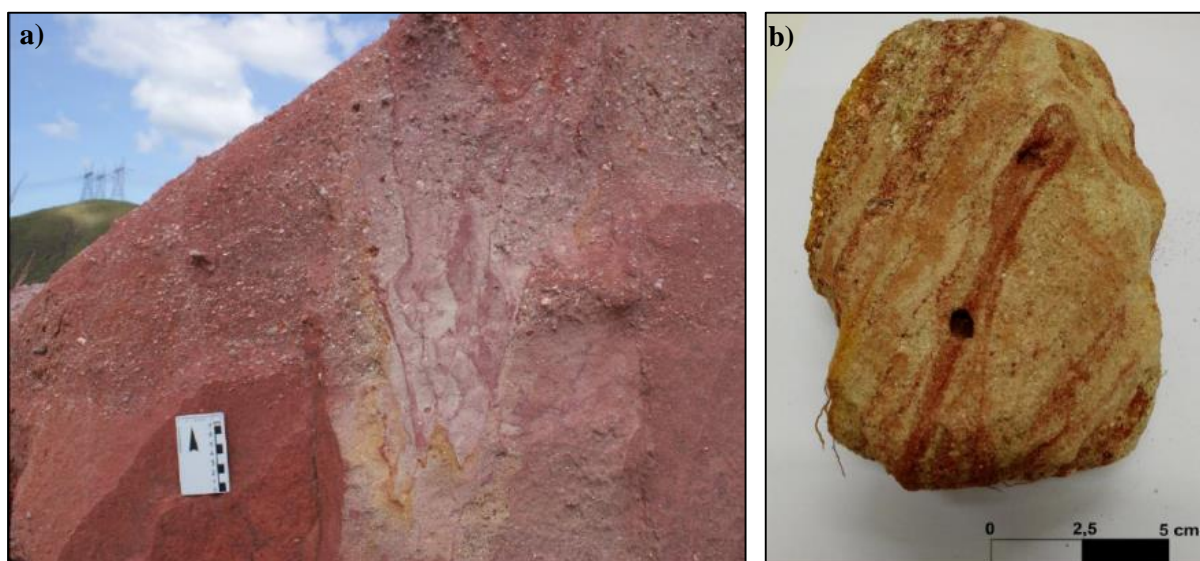


Figura 20 – Feições descritas macroscopicamente como bandas de deformação no afloramento, mostrando forte controle da cimentação ao longo das zonas definidas. a) Trama anastomosada observada no afloramento. b) Padrão de zonas de bandas de deformação em amostra de mão.

Lâmina #Base1

De forma geral, foram observados grãos de tamanho areia fina a grânulo, muito mal selecionados, angulosos a muito angulosos e de baixa circularidade. Ocorre epimatriz argilosa e, também, pseudomatriz. Os grãos, geralmente quartzo e microclina, são muito fraturados, mas alguns ocorrem límpidos. As feições que controlam a percolação de óxidos/hidróxidos de ferro são subverticais e não apresentam relação com as estruturas sedimentares (Figura 21).

A lâmina apresenta quatro faixas bem definidas, que têm como características principais a redução da porosidade quando comparado a porção externa às porções adjacentes, bem como o controle da cimentação por óxidos/hidróxidos de ferro. Essas estruturas foram interpretadas como bandas de deformação e apresentam espessuras na ordem de 1 a 2 mm, com espaçamento entre bandas variando de 7 a 12 mm.

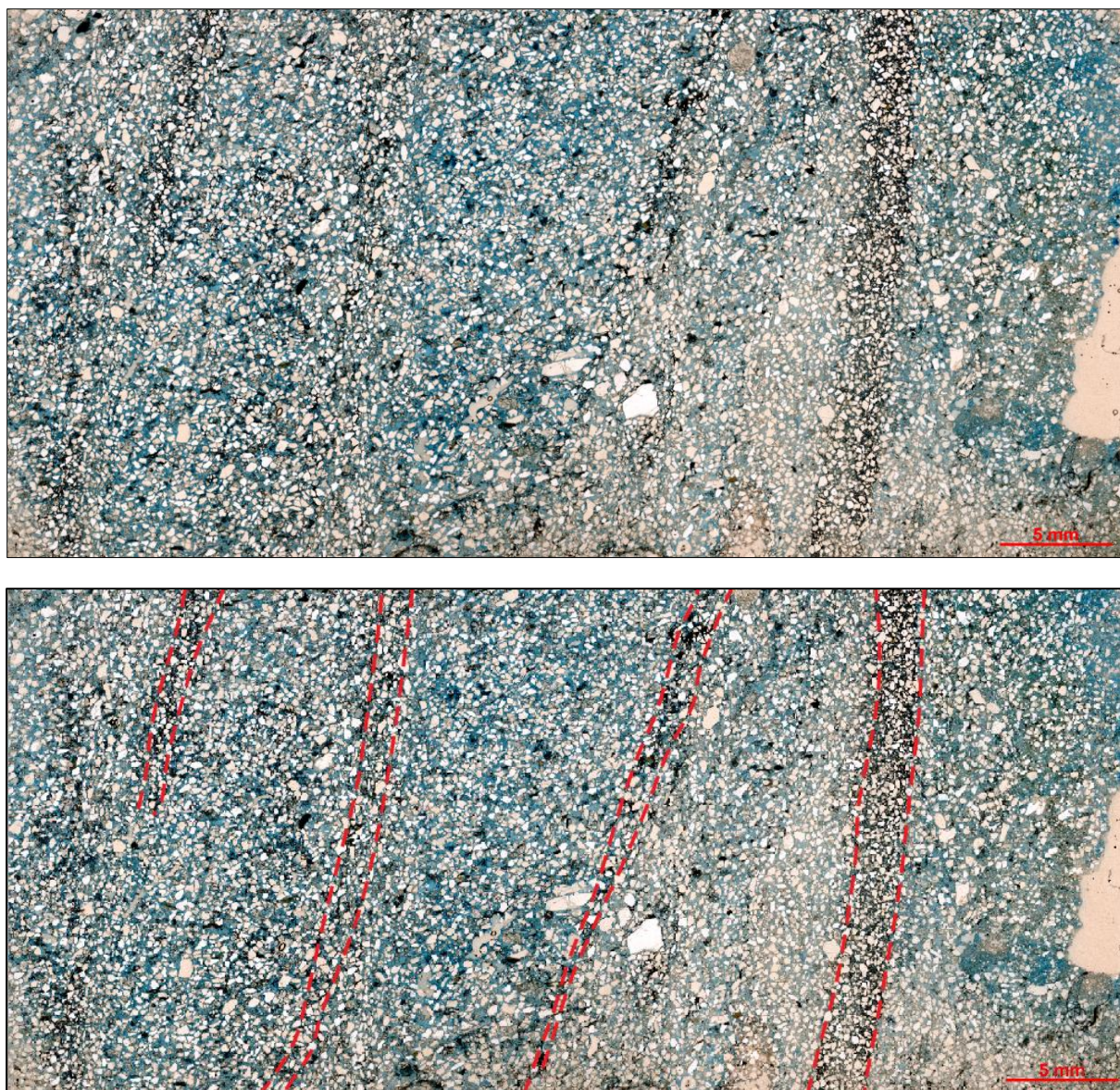


Figura 21 – Fotomicrografia da lâmina #Base I destacando as feições subverticais de redução localizada do espaço poroso associada ao controle da cimentação da rocha. Nicóis paralelos.

Nas bandas de deformação, os grãos, em sua maioria, são angulosos e comumente apresentam bordas retilíneas bem preservadas (Figura 22). Outro aspecto comum é a fragmentação dos grãos de quartzo e feldspatos (acompanhando, nestes, os planos de clivagem) que, por vezes, apresentam fraturamento intracristalino e catáclase, além da ocorrência de trama mais compactada ao longo da estrutura, com contatos pontuais a tangenciais entre os grãos.

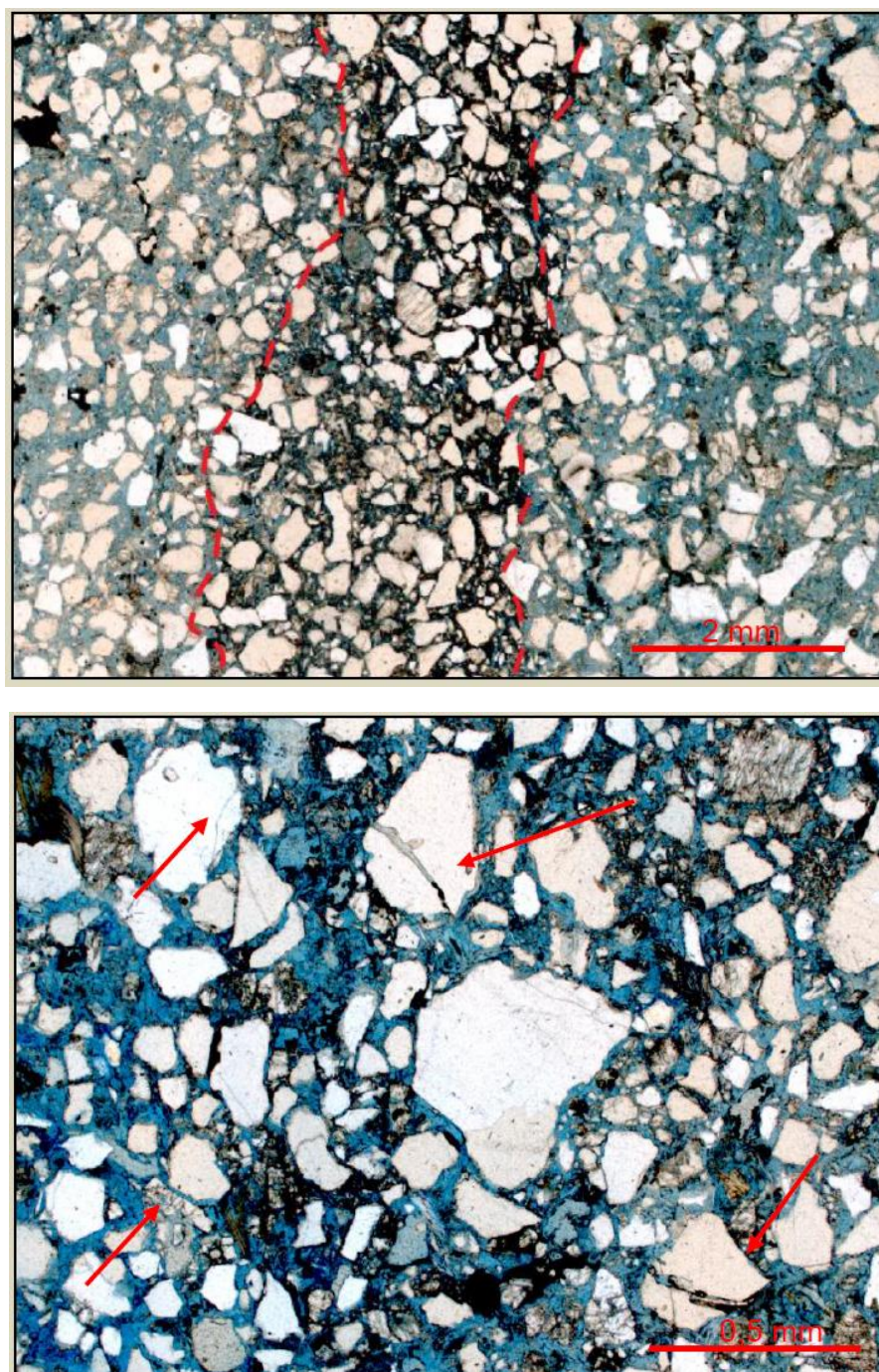


Figura 22 – Fotomicrografia de detalhe de uma banda de deformação da lâmina #Base1 destacando a cimentação bem marcada, sendo controlada pela faixa vertical de grãos finos e fragmentados; destaca-se, pelas setas, o padrão de fraturamento preservado nos grãos de quartzo. Nicóis paralelos.

Lâmina #Base2

A lâmina apresenta grãos angulosos a muito angulosos, de tamanho areia fina a grânulo, muito mal selecionados, e de baixa circularidade. Ocorre epimatriz argilosa e, também, pseudomatriz. Apesar de muitos grãos apresentarem fraturas, foi possível observar grãos límpidos de quartzo monocristalino. As feições que controlam a percolação de óxidos/hidróxidos de ferro são subverticais e não apresentam relação com as estruturas sedimentares (Figura 23).

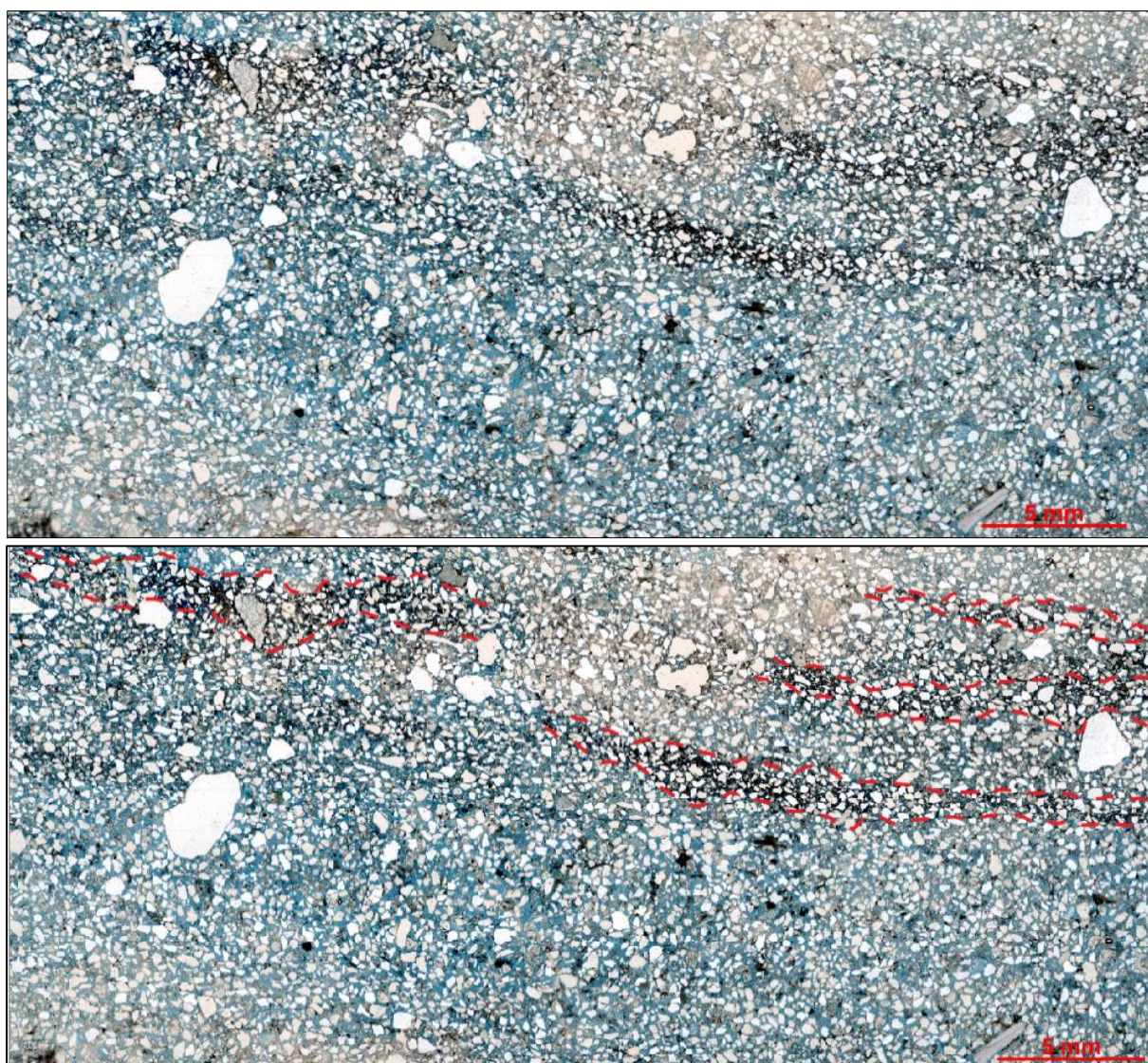


Figura 23 - Fotomicrografia da lâmina #Base2 mostrando as feições sub-horizontais na lâmina que controlam a cimentação da rocha, destacadas na figura inferior, além maturidade textural relativamente baixa.

A lâmina apresenta, pelo menos, três faixas bem definidas (Figura 23), interpretadas como bandas de deformação, que têm como características principais a redução da porosidade e controle da cimentação por óxidos/hidróxidos de ferro. As bandas apresentam espessuras de 1 a 2 mm e espaçamento entre bandas variando de 1 a 2,5 mm.

Nas bandas, os grãos, em sua maioria, são angulosos e comumente apresentam bordas retilíneas (Figura 24). Outro aspecto comum é a fragmentação dos grãos de quartzo e feldspatos (acompanhando, nestes, os planos de clivagem), bem como fraturamento intracristalino e catáclase, além da ocorrência de uma trama mais fechada quando comparada à porção exterior à banda.

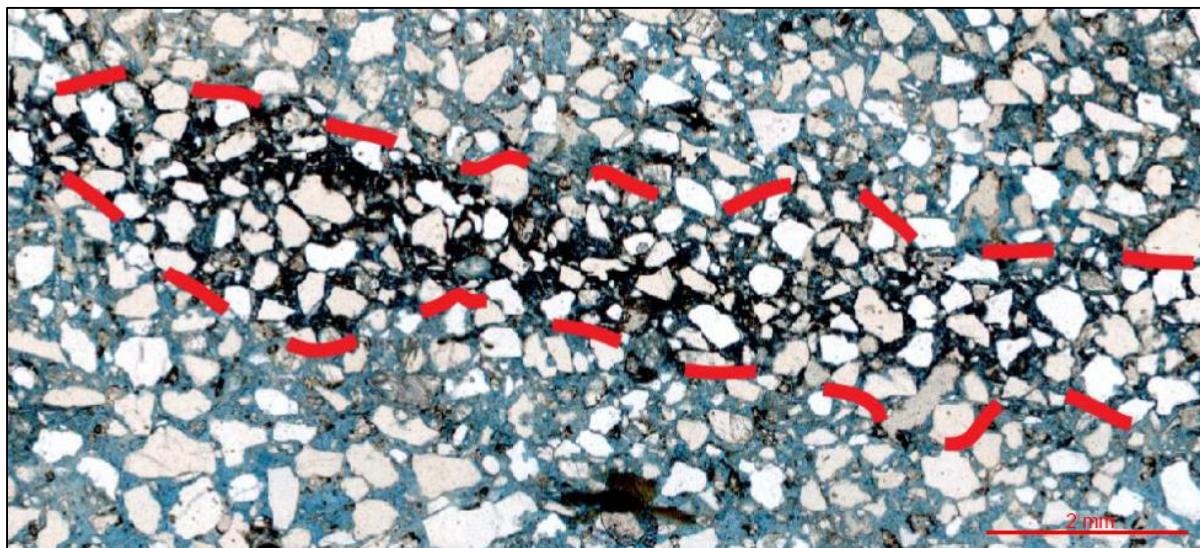


Figura 24 - Fotomicrografia de detalhe de uma banda de deformação da lâmina #Base2 destacando a superfície ferruginosa bem marcada, sendo controlada pela faixa de redução do espaço poroso.

As características observadas em lâmina correspondem principalmente a bandas de deformação envolvendo compactação localizada da trama da rocha ao longo dessas feições, que é por sua vez acompanhada pela cimentação por óxidos/hidróxidos de ferro. Essas estruturas não deslocam marcadores estratigráficos ou outras estruturas. De acordo com os mecanismos de deformação, foi possível distinguir dois tipos principais: i) fluxo de grãos, onde foi observada a reorientação dos grãos associada à maior compactação localizada da trama da rocha; e ii) catáclase, caracterizada por grãos fraturados em porções localizadas das bandas. Esse conjunto de características, associado à orientação das estruturas, permite classificá-las como bandas de compactação com componente de cisalhamento (*compactional shear band*). Sua gênese é compatível com os dados de literatura em relação aos atributos sedimentares necessários para seu desenvolvimento, com tendência a ocorrer em arenitos de granulometria média a grossa e com porosidades na ordem de 30% (Fossen, 2010a).

6.2 PALEOTENSÃO

Foram obtidas no afloramento seis medidas de pares falha/estria (Tabela 2), formando dois conjuntos distintos de medidas, sendo um composto por falhas de orientação NNE-SSW com movimentação sinistral, mais frequentemente observado no afloramento, e outro composto por falhas de orientação NW-SE e WNW-ESE com movimentação normal e dextral, respectivamente.

Tabela 4. Dados estruturais utilizados para análise de paleotensão no programa WinTensor®.

FALHA		ESTRIA		Movimentação
Dip_dir	Dip	Azimuth	Plunge	
284	87	196	21	Sinistral
285	86	196	16	Sinistral
296	76	210	16	Sinistral
312	64	226	08	Sinistral
040	50	040	50	Normal
024	48	058	42	Dextral

A partir do processamento dos pares de falha/estria no programa WinTensor®, foi observada a atuação de um regime transcorrente para as estruturas analisadas no afloramento, com o eixo de compressão de orientação NW-SE e de distensão NE-SW (Figura 25). A correção das estrias foi realizada manualmente, não sendo considerada a correção proposta pelo programa.

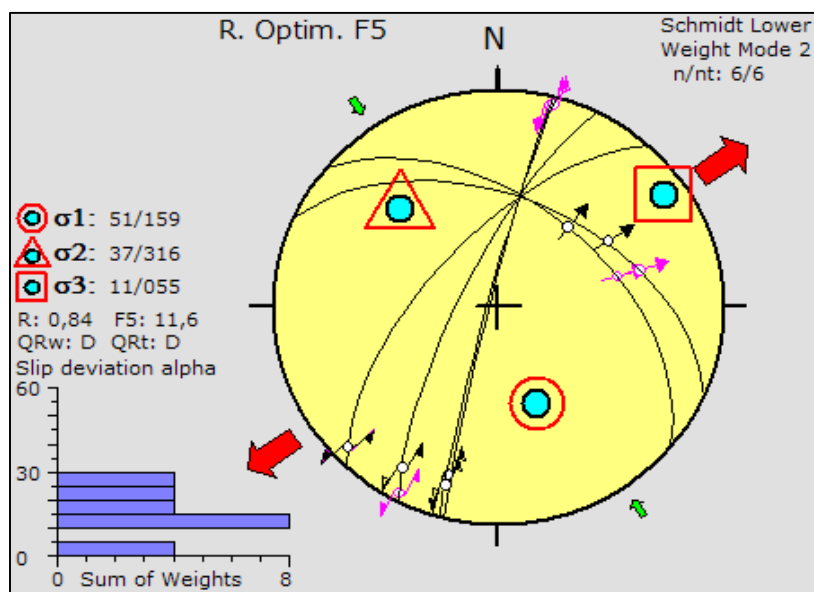


Figura 25 – Análise de paleotensão fornecida pelo programa WinTensor®, mostrando vetor distensivo de maior magnitude de orientação NE-SW e vetor compressivo de menor magnitude de orientação NW-SE, promovendo movimentação transcorrente para os planos de falha analisados.

Utilizando a rotina “GOSTINVG” para o processamento dos dados de fraturas e falhas sem estria, considerando erro analítico das soluções possíveis de 15% e o ângulo de atrito interno (ϕ) variando de -1° a -30° (correspondente à geração de bandas de compactação cisalhantes na envoltória do *Cap Model* – Figura 10), foram aceitas 7.811 de 32.400 soluções possíveis, representando 24% do total de soluções.

Dentro das soluções encontradas, todos os regimes são possíveis para a formação das estruturas observadas no afloramento, sendo o regime transcorrente predominante e o regime normal o menos provável para gênese das estruturas (Figura 26a). O azimuth do tensor horizontal máximo (SH) varia em dois blocos principais, de 040 a 080 e de 130 a 160, predominando o segundo (Figura 26b).

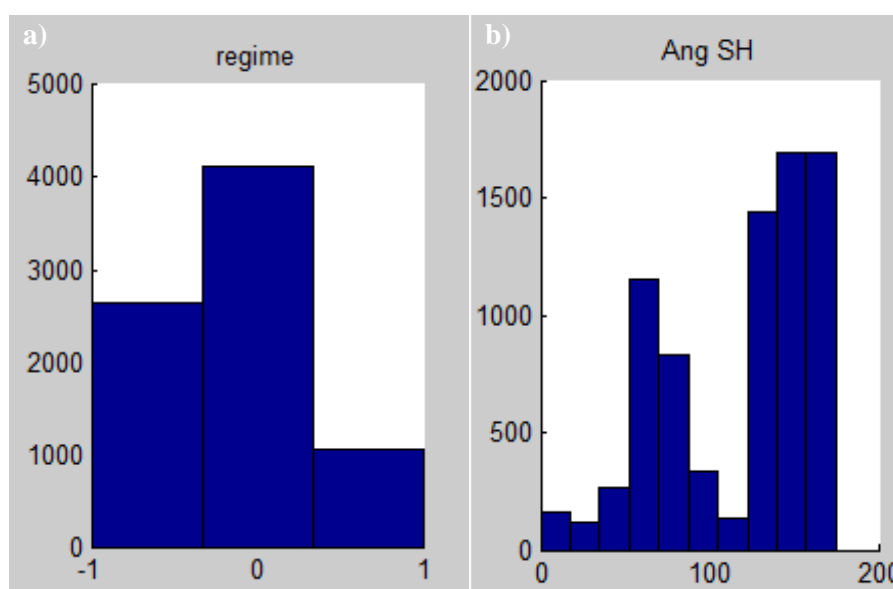


Figura 26 – Resultado do método de inversão para análise de paleotensão no programa MATLAB. a) Número de soluções possíveis para os distintos regimes tectônicos, onde -1 representa o regime reverso, 0 o regime transcorrente e 1 o regime normal. b) Soluções possíveis para azimuth do sigma horizontal atuante na gênese ou reativação das estruturas.

Os valores dos intervalos predominantes segundo o método de análise de paleotensão por inversão numérica, tanto para a análise do regime de tensão quanto para o azimuth da tensão horizontal máxima, são concordantes com os resultados obtidos por meio da análise dos dados estruturais com estrias no programa WinTensor®.

A partir da análise de paleotensão é possível interpretar as falhas como resultado da evolução da deformação do pacote sedimentar sob um campo de esforços de compressão NW-SE e distensão NE-SW, compatível com o evento de transcorrência dextral E-W (Negrao, 2014).

O caráter cinemático das estruturas e sua relação geométrica em alto ângulo permitem relacioná-las a fraturas sintéticas e antitéticas em um modelo compatível ao de desenvolvimento de fraturas de Riedel (Figura 27), com as falhas WNW-ESE atuando como estruturas R, as falhas NW-SE como estruturas T, as falhas NNE-SSW atuando como estruturas X, e as falhas ENE-WSW como estruturas P. As bandas de deformação apresentam orientação compatível com as estruturas X.

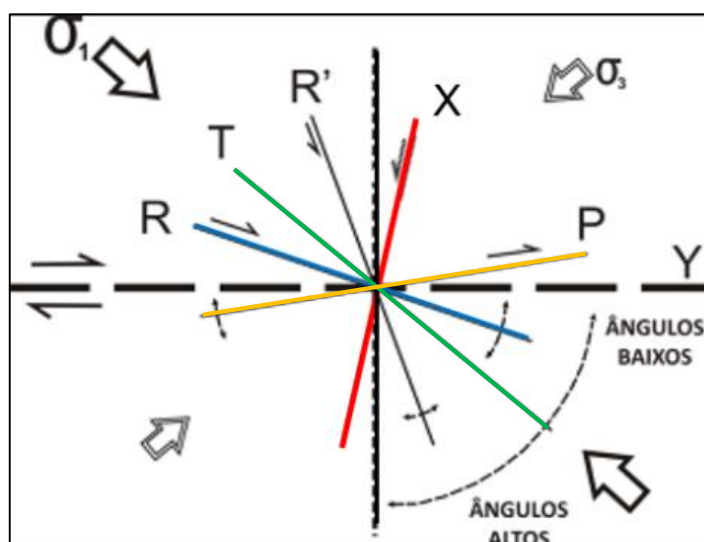


Figura 27 – Interpretação das estruturas de deformação observadas no afloramento sobre o modelo de desenvolvimento de fraturas de Riedel (Petit, 1987), com o posicionamento dos tensores de tensão principais (σ_1 e σ_3).

6.3 PALEOPROFUNDIDADE DE SOTERRAMENTO

Os resultados da análise de paleoprofundidade de soterramento a partir da inversão dos dados de porosidade para a Formação Resende (Figura 28) apresentaram variações desde 41 m até 1580 m. Os resultados obtidos a partir dos dados de porosidade apresentados por Brêda (2010) e Galvão (em preparação) mostram uma faixa de valores concordantes, variando de 47 m a 490 m, a partir dos dados de Brêda (2010), e de 41 m a 537 m a partir dos dados de Galvão (em preparação). As diferenças estão associadas à metodologia adotada pelos autores para obtenção dos valores de porosidade. Os maiores valores de paleoprofundidade são associados aos dados de porosidade apresentados por Rotava (2017), variando de 380 m, utilizando como referência para a rocha “arcóseo típico”, a 1.583 m para “arcóseo rico em quartzo”.

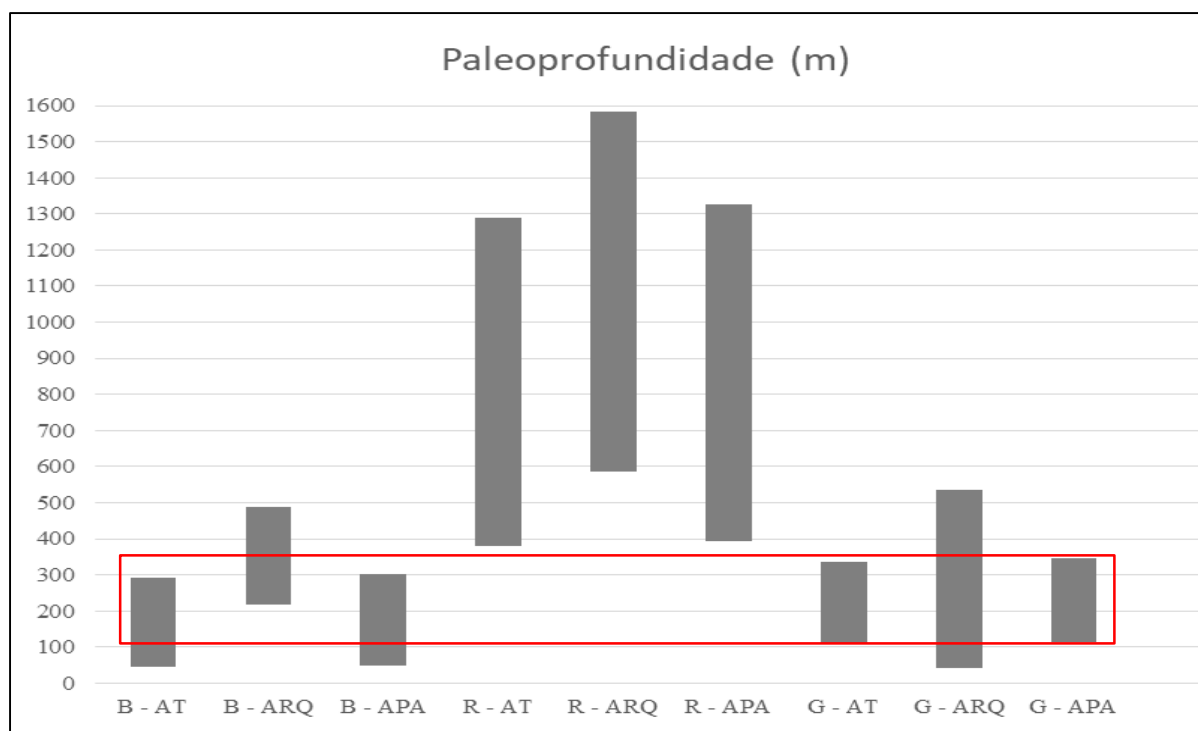


Figura 28 – Estimativa de paleoprofundidade para os depósitos da Formação Resende a partir dos dados de porosidade apresentados por Brêda (2010), sinalizado pela letra “B”, Rotava (2017), sinalizado pela letra “R”, e Galvão (em preparação), sinalizado pela letra “G”. As siglas AT, ARQ e APA correspondem a arcóseo típico, arcóseo rico em quartzo, e arcóseo com pouca argila, respectivamente. O retângulo em vermelho destaca a faixa de superposição dos resultados obtidos.

Considerando a porosidade média dos autores, para cada tipo de arenito selecionado, foram obtidos valores de 168 m a 351 m para Brêda (2010), 1.354 m a 1.656 m para Rotava (2017), e 182 m a 367 m para Galvão (em preparação), mostrados no gráfico da Figura 29.

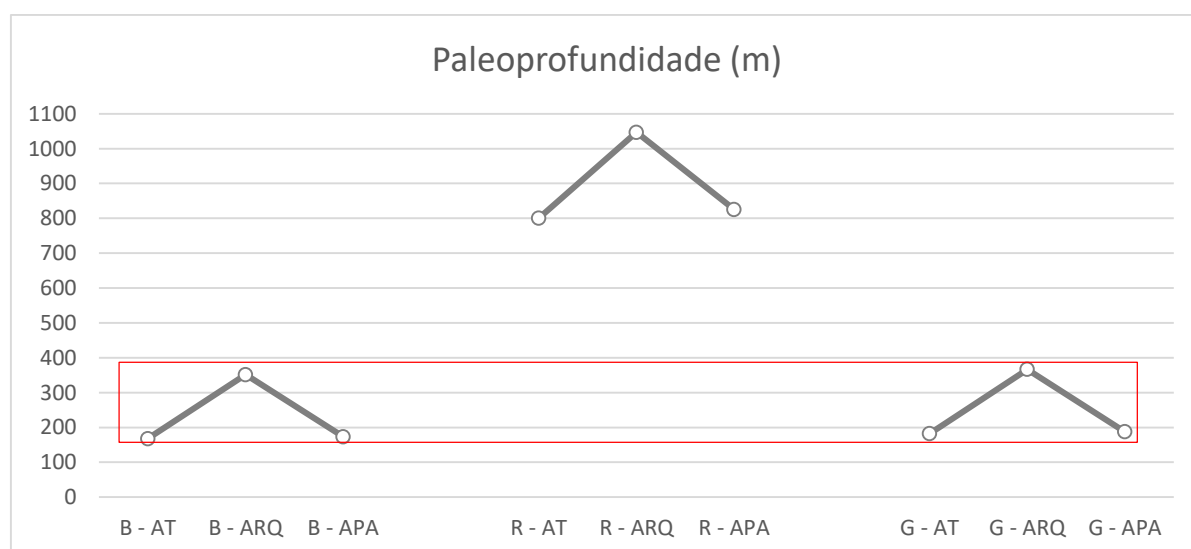


Figura 29 - Estimativa de paleoprofundidade de soterramento dos depósitos da Formação Resende a partir dos dados de porosidade média apresentados por Brêda (2010), sinalizado pela letra “B”, Rotava (2017), sinalizado pela letra “R”, e Galvão (em preparação), sinalizado pela letra “G”. As siglas AT, ARQ e APA correspondem a arenito típico, arenito rico em quartzo e arenito com pouca argila, respectivamente. O retângulo em vermelho destaca a faixa de superposição dos resultados obtidos.

Os valores de paleoprofundidade obtidos a partir dos dados de porosidade apresentados por Rotava (2017) são muito superiores ao obtidos com base nos dados de Brêda (2010) e Galvão (em preparação). Atribui-se essa discrepância ao fato de Rotava (2017) ter realizado a análise microscópica de arenitos da Formação Resende em zonas de deformação expressiva ou muito próximo, sendo inferiores os valores de porosidade obtidos pela autora, e por conseguinte superestimados os valores de paleoprofundidade obtidos no presente estudo, em função da compactação tectônica localizada da rocha. Dessa forma, são considerados mais aceitáveis para a definição da paleoprofundidade de soterramento da bacia apenas os dados de Brêda (2010) e Galvão (em preparação).

7 CONCLUSÕES

As bandas de deformação identificadas nesse estudo apresentam orientação semelhante ao conjunto de falhas com direção NNE-SSW, que foram atribuídas a estruturas X do evento de transcorrência dextral (TD) E-W. Com base no modelo de desenvolvimento progressivo de fraturas de Riedel, as estruturas X estariam entre as últimas a se desenvolver, permitindo, então, relacionar as bandas de deformação a uma fase tardia em relação ao desenvolvimento das estruturas durante o evento TD (E-W), evoluindo progressivamente para falhas X. Essa hipótese é compatível com o desenvolvimento de estruturas rúpteis em arenitos porosos, conforme proposto por Aydin (1978) e Aydin & Johnson (1978).

Outra hipótese possível é relacionar as falhas NNE-SSW à reativação de bandas de deformação com essa orientação, que poderiam ter sido geradas em evento tectônico anterior.

A fim de avançar na discussão dessas hipóteses, considera-se importante o detalhamento dos aspectos geométricos e cinemáticos das bandas de deformação presentes na área de estudo.

Os valores de paleoprofundidade de soterramento dos depósitos da Formação Resende assumidos nesse trabalho são da ordem de 100 a 350 m. Esses resultados são compatíveis com as espessuras da Formação Resende estimadas por Negrão (2014) no Gráben de Casa de Pedra - cerca de 200 m. Ressalta-se que foram subtraídos os valores de porosidade secundária para os cálculos realizados de paleoprofundidade, devendo ser realizada uma avaliação criteriosa quanto ao impacto sobre os valores obtidos de paleoprofundidade.

Com base na profundidade máxima de soterramento admitida, não existe compatibilidade entre a paleoprofundidade estimada, e por conseguinte a tensão confinante (tensão vertical), com o modelo de evolução das bandas de compactação envolvendo catáclase. Essas bandas são relacionadas na literatura a tensões confinantes equivalentes a maiores profundidades de soterramento. A proximidade do afloramento estudado com a borda da bacia (contraste de competência/reológico) pode ser um fator interveniente para a concentração de deformação, com a criação de um regime de confinamento equivalente a essas tensões.

Os resultados obtidos no presente estudo devem ser corroborados por outras metodologias e as análises também devem ser estendidas para outras porções da bacia de Volta Redonda, podendo-se, assim, obter resultados aplicados à escala da bacia, em especial quanto à influência da deformação tectônica sobre o pacote sedimentar.

7. BIBLIOGRAFIA

- ANGELIER, J. 1994. **Fault slip analysis and paleostress reconstruction**. In: P.L., Hancock (ed.). *Continental Deformation*. Oxford: Pergamon Press, p. 53-100.
- ANGELIER, J. & MECHLER, P. 1977. **Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en seismologie: la méthode des diédres droits**. Bull. Soc. Geol. Fr., 7:1309-1318.
- ATHY, L. F. 1930. **Density, Porosity and Compaction of Sedimentary Rocks**. AAPG Bulletin, Vol. 14, No. 1: 1-24.
- AYDIN, A. 1978. **Small faults formed as deformation bands in sandstone**. Pure and Applied Geophysics, 116: 913 - 930.
- AYDIN, A., BORJA, R.I., EICHHUBL, P., 2006. **Geological and mathematical framework for failure modes in granular rock**. Journal of Structural Geology, 28: 83 - 98.
- AYDIN, A.; JOHNSON, A.M. 1978. **Development of faults as zones of deformation bands and as slip surfaces in sandstone**. Pure and Applied Geophysics, 116: 931 - 942.
- BALLAS, G.; SOLIVA, R.; SIZUN, J.P.; FOSSEN, H.; BENEDICTO, A.; SKURTVEIT, E. 2013. **Shear-enhanced compaction bands formed at shallow burial conditions; implications for fluid flow (Provence, FRANCE)**. Journal of Structural Geology, 47: 3 – 15.
- BALLAS, G.; FOSSEN, H.; SOLIVA, R. 2015. **Factors controlling permeability of cataclastic deformation bands and faults in porous sandstone reservoirs**. Journal of Structural Geology, 76: 1 - 21.
- BRÊDA, T.C.; RAMOS, R.R.C.; MELLO, C.L. 2013. **Análise petrográfica de arenitos da Formação Resende (Bacia de Resende, RJ)**. Geociências, 32: 659 - 676.
- DAVIS, G.H.; REYNOLDS, S.J.; KLUTH, C.F. 2012. **Structural Geology of Rocks and Regions**. 3rd ed. New York: John Wiley & Sons. 864p.
- DELVAUX, D. & SPERNER, B. 2003. **New Aspects of Tectonic Stress Inversion with Reference To The TENSOR Program**. In: NIEUWLAND, D. A. (ed.). *New Insights into Structural Interpretation and Modelling*. Geological Society of London, Special Publications, 212: 75-100.
- FOSSEN, H. 2010a. **Deformation bands formed during soft-sediment deformation: observations from SE Utah**. Marine and Petroleum Geology, 22: 215 - 222.
- FOSSEN, H. 2010b. **Structural Geology**. Cambridge: Cambridge University Press. 463p.
- FOSSEN, H.; SCHULZ, R.A.; SHIPTON, Z.K.; MAIR, K., 2007. **Deformation Bands in Sandstone – a Review**. The Geological Society, 164: 755 - 769.

- GALVÃO, M.S. **O papel das falhas sobre o *fabric* dos arenitos da formação resende (eoceno, rift continental do sudeste do brasil) e seu impacto sobre o comportamento hidromecânico.** Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado em Geologia. Tese em preparação.
- GIBSON, R.G. 1998. **Physical character and fluid-flow properties of sandstone-derived fault zones.** In: COWARD, M.P.; DALTABAN, T.S.; JOHNSON, H. (eds.), Structural Geology in Reservoir Characterization. Special Publications, Geological Society, 127: 83 - 97.
- GUIRAUD M.; LABORDE O.; PHILIP H. 1989. **Characterization of various types of deformation and their corresponding deviatoric stress tensor using microfault analysis.** Tectonophysics, v. 170, n. 3-4, p. 289-316.
- HANTSCHER, T.; KAUERAUF, A.I. 2009. **Fundamentals of Basin and Petroleum Systems Modeling.** Heidelberg: Springer Verlag. 476p.
- HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M.C.; SILVA, L.C.; TROUW, R.A.J.; JANASI, V.A. 2004. **A Província Mantiqueira.** In: MANTESSO-NETO, V., BARTORELLI A., CARNEIRO, C.D.R., BRITO NEVES, B.B. (eds.), Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Editora Beca, p. 203- 234.
- HOBBS, B.E., MEANS, W.D., WILLIAMS, P.F. 1976. **An outline of structural geology.** New York: John Wiley & Sons. 571 p.
- KNIPE, R.J.; FISHER, Q.J.; CLENNELL, M.R.; FARMER, A.B.; HARRISON, A.; KIDD, B.; MCALLISTER, E.; PORTER, J.R.; WHITE, E.A., 1997. **Fault seal analysis: successful methodologies, application and future directions.** In: MØLLER-PEDERSEN, P., KOESTLER, A.G. (eds.), Hydrocarbon Seals: Importance for Exploration and Production. Special Publication of the Norwegian Petroleum Society, 7: 15 – 40.
- MACIEL, I.B. 2016. **Caracterização da Deformação Rúptil em Afloramento da Formação Resende, Bacia de Volta Redonda (RJ).** Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado, 80 p.
- MORAES, A. 2016. **Mecânica do contínuo para a geologia estrutural.** 2. ed. São Paulo: Perse.
- MORAES, A; RICCOMINI, C. 2014. **Inversão de paleotensões em bacias sedimentares utilizando condicionantes da geomecânica aplicada à indústria do petróleo.** In: anais do 47º Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador.
- NEGRÃO, A.P. 2014. **Evolução Tectonossedimentar e Deformação Rúptil Cenozoica da Região da Bacia Sedimentar de Volta Redonda (Segmento Central do Rift Continental do Sudeste do Brasil, RJ).** Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro. Dissertação de Doutorado, 249 p.

- NEGRÃO, A.P.; RAMOS, R.R. C.; MELLO, C.L.; SANSON, M.S.R. 2015. **Mapa geológico do Cenozoico da região da bacia de Volta Redonda (RJ, Segmento Central do Rift Continental do Sudeste do Brasil)**: identificação de novos grábens e ocorrências descontínuas, e caracterização de estágios tectonossedimentares. *Brazilian Journal of Geology*, 45: 273 - 291.
- PEI, Y.; PATON, D.A.; KNIPE, R.J.; WU, K. 2015. **A review of fault sealing behaviour and its evaluation in siliciclastic rocks**. *Earth-Science Reviews*, 150: 121 - 138.
- PETIT, J. P. 1987. **Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks**. *Journal of Structural Geology*, v.9, n.5/6, p.597-608.
- RICCOMINI, C. 1989. **O Rift Continental do Sudeste do Brasil**. São Paulo, Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 256 p.
- RICCOMINI C., SANT'ANNA L.G., FERRARI A.L. 2004. **Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil**. In: MANTESSO-NETO, V., BARTORELLI, A., DAL RÉ CARNEIRO, C., BRITO NEVES, B.B. (eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Editora Beca, p. 383 - 405.
- ROTAVA, T. 2017. **Caracterização Macroscópica e Microscópica de Bandas de Compactação/Deformação em Arenitos da Formação Resende (Eoceno, Rift Continental do Sudeste do Brasil)**. Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia), 51p.
- SANSON M.S.R. 2006. **Sistemas deposicionais aluviais e tectônica cenozóica na região de Volta Redonda (RJ) – Rift Continental do Sudeste do Brasil**. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociência, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 151 p.
- SANSON M.S.R., RAMOS R.R.C., MELLO C.L. 2006. **Bacias Sedimentares Brasileiras - Bacia de Volta Redonda**. Phoenix, 88: 1 - 6.
- TUCKER, M. E. 2001. **Sedimentary Petrology**. 3rd ed. Oxford: Blackwell. 262p
- TWISS, R. J. & MOORES, E. M. 2007. **Structural Geology**. 2nd ed. New York: W. H. Freeman. xvi, 736 pp
- VOGEL, S. do N. 2018. **Aspectos permoporosos de arenitos pouco consolidados e fraturados da Formação Resende (Bacia de Volta Redonda, RJ)**. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado em Geologia, xvii. 106p.
- ZALÁN, P. V. & OLIVEIRA, J. A. B. 2005. **Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil**. In: *Boletim de Geociências da Petrobras* – v.13, n° 2, p. 269-300.